B. Sames

# BERLINER GEOWISSENSCHAFTLICHE ABHANDLUNGEN

Reihe A Band 144

Abdellah Milhi

## Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie des Jura am Südrand des zentralen Hohen Atlas (Marokko)

99

FU • TU • TFH
Berlin
1992

Gedruckt mit Zuschüssen der Fachbereiche Geowissenschaften
der Freien Universität Berlin und der Technischen Universität Berlin

**Druck:**
G. Weinert, Offsetdruckerei
Saalburgstr. 3
1000 Berlin 42

# STRATIGRAPHIE, FAZIES UND PALÄOGEOGRAPHIE DES JURA AM SÜDRAND DES ZENTRALEN HOHEN ATLAS (MAROKKO) [1]

von

**ABDELLAH MILHI [2]**

**Zusammenfassung**

Die vorliegende Arbeit versucht, für ein Gebiet auf der Südseite des Zentralen Hohen Atlas bei Tinerhir die paläogeographische Entwicklung des Jura zu rekonstruieren und damit ein wesentliches Stadium der frühmesozoischen Rift-Bildung dieses Gebirges zu erfassen.

Über klastischen Serien der Trias folgen vom Lias bis zum Bajocium überwiegend Karbonatgesteine. Ab dem Bathonium dominieren klastische Sedimente. Zahlreiche im Arbeitsgebiet aufgenommene Profile jurassischer Serien, ihr Vergleich mit anderen Profilen im Zentralen Hohen Atlas und im Mittleren Atlas sowie die biostratigraphische Gliederung, die auf Verwendung lituolider Foraminiferen und vereinzelter Ammoniten-Funde basiert, erlauben eine präzise Rekonstruktion der Paläogeographie des Atlas-Golfs im Jura.

Aus der Verteilung der Fazies und der Mächtigkeiten der marinen Ablagerungen ergibt sich für das Arbeitsgebiet folgende Gliederung während des Unter-Lias: Im Süden eine randliche Plattform (Ait-Ras-, Jbel-Rat- und Imi-n-Ifri-Formation), die durch einen schmalen Graben (Todrha-Formation) im Streichen partiell zweigeteilt wurde. Nördlich davon lag ein Becken, das durch mehrere intrabasinale Schwellen gegliedert war. Im Übergang zwischen Bereichen tieferen und flacheren Wassers haben sich typische Hangphänomene entwickelt (Agoulzi-Formation).

Die Fazies-Verteilungen und hangtypische Sedimentationsformen wie Slumping, Gleitkörper und proximale Turbidite deuten schon im Unteren Lias auf die Aktivität von Störungszonen in der Region Todrha - J. Tazlout (Südrand) und in allen Boutonnières (schmale Antiklinal-Strukturen, deren Kerne aus Magmatiten und terrigenen Sedimenten der Trias, Magmatiten des Dogger und Karbonat-Schuppen des Unter-Lias gebildet wurde) dieses Gebirgesabschnittes hin. Zur Zeit der Ablagerung der Plattform-Karbonatgesteine (Aganane-Formation), also wahrscheinlich ab dem Oberen Carixium war der Graben (Todrha Formation) verschwunden.

Im Mittleren Lias ist die Entstehung einer breiten Plattform im Süden und eines Beckens im Norden durch die Flachwasser-Ablagerungen der Aganane- und der Jbel-Choucht-Formation und durch Tiefwasser-Ablagerungen der Jbel-Ouchbis- und Jbel-Aberdouz-Formation dokumentiert. Daneben herrschten periodisch hypersalinare Bedingungen im südlichen Teil des Arbeitsgebiets vor.

Im Ober-Domerium / Unter-Toarcium konkurrierten zwei gegenläufige Tendenzen. Während durch eine Meeresspiegelabsenkung die Plattform und die Schwellen-Bereiche trockenfielen, werden die Becken-Bereiche weiterhin abgesenkt. Schichtlücken und Erosionsdiskordanzen in den Plattform-Bereichen stehen Tiefwasser-Ablagerungen im Becken gegenüber, die eine starke Subsidenz belegen.

Im (?) Oberen Toarcium schwächte sich die Subsidenz stark ab, und das Becken wurde nahezu aufgefüllt (Tafraout-Formation

---

1 Dissertation an der Freien Universität Berlin

2 Anschrift des Verfassers: Abdellah Milhi. Ministère de l'Energie et des Mines. B.P. 6208. Rabat-Institut. Marokko.

2). Danach belegt eine sehr mächtige Flachwasser-Serie (Tafraout-Formation 3 und 4) das Gleichgewicht zwischen Subsidenz und Sedimentation. Im Oberen Aalenium wurden sowohl die Becken- als auch die Plattform-Bereiche aufgefüllt, was eine erneute Abschwächung der Subsidenz belegt (Azilal-Formation).

Bajocium: Mit der Bin-El-Ouidane-Gruppe konnte in der Region während des Bajociums die letzte Transgression nachgewiesen werden, die mit einem globalen Meersspiegel-Anstieg zu korrelieren ist. Diese Gruppe ist im Arbeitsgebiet durch Flachwasserablagerungen charakterisiert, die sich im Bereich der nördlichen Nachbarblätter Imilchil und Tounfit lateral mit den Tiefwassergesteinen (untere Partie der Agoudim-Formation sensu STUDER) verzahnen. Ab dem Bathonium dominieren kontinentale Sedimente (Guettioua-Formation) mit zeitweiliger Rückkehr mariner Sedimentation (Tiougguit-Formation).

Im Anschluß an die Entwicklung eines Riftgraben-Systems im Zeitraum Trias-Hettangium im Bereich des heutigen Zentralen Hohen Atlas ist durch die marine Sedimentation im Jura eine tektonisch Kontrolierte Riftentwicklung des Atlas-Trogs belegt. Meersspiegelschwankungen überlagerten dabei die tektonischen Prosseze.

**Abstract**

This study is the attempt to reconstruct the palaeogeographic development of the southern part of the Central High Atlas in the area north of the city of Tineghir during Jurassic times and therewith to capture an essential phase of the Early Mesozoic rifting and basin formation of this mountain range.

On top of Triassic redbeds, mainly carbonate rocks are developed during Lower Liassic up to Bajocian times. From Bathonian times on, clastic sediments predominate. The analysis of numerous sections of the Jurassic series, their comparison with other sections in the Central High Atlas and the Middle Atlas as well as the biostratigraphic subdivision, based on the use of lituolid foraminifera and of rarely found ammonites, allow a precise palaeogeographic reconstruction of the Jurassic Atlas Gulf.

The distribution of facies and thicknesses of the marin deposits within the area of investigation leads to the following subdivision for the Lower Liassic:

The Ait Ras, Jbel Rat and Imi n'Ifri Formations represent a marginal platform in the South. This platform was partially subdivided by a narrow graben (Todrha Formation). To the North, a basin with several intrabasinal highs was developed. The transition between areas of shallow water and deep water is represented by typical slope sediments (Agoulzi Formation).
Phenomena such as slumping, slide blocks and proximal turbidites point to Lower Liassic fault activities in the Todrha - Jbel Tazlout area (southern rim) as well as in all "boutonnières" (narrow anticlines with cores consisting of Triassic volcanites and clastic sediments, wedges of Lower Liassic carbonate rocks and Middle Jurassic magmatites). The graben (Todrha Formation) disappeared in Lower Carixian times marked by the deposition of platform carbonate rocks (Aganane Formation).

In Middle Liassic times, the formation of a broad platform in the South and of a basin in the North is documented by shallow water deposits of the Aganane and Jbel Choucht Formations and by deep water deposits of the Jbel Ouchbis and Jbel Aberdouz Formations. Moreover, in the southern part of the area of investigation periodically hypersaline conditions were predominating.

In Upper Domerian/Lower Toarcian times two contrary tendencies competed. Whereas a sea-level fall lead to dry conditions in the area of the platform and the intrabasinal highs, the basin continued to subside. Stratigraphic gaps and erosional unconformities within the platform deposits compare with deep water deposits in the basin which proves a strong subsidence.

In (?) Upper Toarcian times the subsidence diminished strongly and the basin was nearly filled up (Tafraout Formation 2). The hanging, very thick shallow water sequence (Tafraout Formations 3 and 4) testifies to the equilibrium of subsidence and sedimentation. In Upper Aalenian times both the platform and the basin were filled up which points to a renewed decrease of subsidence (Azilal Formation).

With the Bin-El-Ouidane group, the last transgression in the area could be proved in Bajocian times which can be correlated to

a global sea-level rise. Within the area of investigation, this group is characterized by shallow water deposits. To the North, on sheets Imilchil and Tounfit, they laterally interfinger with deep water deposits (lower part of the Bajocian Agoudim Formation sensu STUDER). From Bathonian times on, continental sediments predominate (Gettioua Formation) with a temporary return to marin sedimentation (Tilougguit Formation).

Following the evolution of a rift graben in the Triassic - Hettangian interval in the Central High Atlas, the marin sedimentation in Jurassic times proves a tectonically controlled formation of the Atlas trough. This was partially overprinted by sea-level changes.

**Résumé**

Ce travail réalisé dans le versant sud du Haut Atlas central (Tinerhir) essaye de faire la reconstruction paléogéographique du Jurassique.

Au dessus des séries détritiques triasiques reposent des séries essentiellement carbonatées du Lias et du Bajocien. A partir du Bathonien dominaient de nouveau les séries détritiques. Les coupes lithostratigraphiques levées dans les séries jurassiques et leurs comparaison avec d'autres du Haut et moyen Atlas ainsi que la biozonation basée surtout sur les foraminifères lituolidés et certains Ammonites permettent la reconstitution paléogéographique du golf atlasique au jurassique.

La variation latérale des faciès et des épaisseurs des séries marines montrent au Lias inférieur du sud au nord: une plate-forme interne (Ait-Ras-Formation et Imi-n-Ifri-Formation) dans laquelle s'est creusée un auge longue et étroite (Todrha-Formation) et un bassin subdivisé par des rides ou haut-fonds. Dans la zone de passage entre la plate-forme et le bassin se sont déposés des sédiments de pente (Agoulzi-Formation).

Les sédiments de pentes (Blocs resédimentés, turbidites proximales et slumping) montrent que la région Todrha-Talaat et toutes les boutonnières étaient déjà tectoniquement active au Lias inférieur. La région Todrha-Talaat a fonctionné au Sinémurien comme un petit bassin qui a disparu avec l'avancement vers le sud des dépôts de plate-forme carbonatée (formation d'Aganane), probablement a partir du Carixien supérieur.

Au Lias moyen s'est développée une large plate-forme carbonatée (Ait Bazzi, Aganane et Choucht) au sud et un bassin au nord (Ouchbis et Aberdouz).

Au Domérien supérieur/Toarcien inférieur le tau de subsidence diminuait et le bassin se comblait progressivement (Tagoudit-Formation et Tafraout-Formation 2). Après la puissante série de sédiments d'origine peu profonde prouvent un équilibre entre la subsidence et la sédimentation. A l'Aalénien supérieur le bassin se combla de nouveau (Formation d Azilal).

Le Bajocien: Avec les dépôts du groupes de Bin-El--Ouidane la région a connu la dernière transgression. Dans La feuille Tinerhir ce groupe est caractérisé par la large répartition des séries de plate-forme qui évoluent au nord (feuilles Imilchil et Tounfit) aux dépôts de bassin. A partir du Bathonien dominaient les séries détritiques des formations de Tilougguit et de Guettioua.

A la suite de l'individualisation du bassin haut-atlasique au Trias-Hettangien la sédimentation marine au Jurassique été contrôlée par la tectonique et l'eustatisme.

**Vorwort**

Diese Dissertation wurde am Institut für Geologie der Freien Universität Berlin im Rahmen wissenschaftlicher Kooperation zwischen Marokko und Deutschland angefertigt.

Die Arbeit beruht auf lithostratigraphischen und kartographischen Untersuchungen, die in den Jahren 1984-1987, bei der Aufnahme der geologischen Karte Blatt Tineghir 1/100 000 durchgeführt wurden.

Für die Anregung zu dieser Arbeit und deren Betreuung gilt mein herzlicher Dank Prof. Dr. V. JACOBSHAGEN und Dr. M. HAUPTMANN (F.U. Berlin). Dr. HAUPTMANN hat mich darüber hinaus bei der sprachlichen Formulierung meiner Dissertation unterstützt.

Bei der Arbeit im Gelände und bei der Diskusion der Arbeitsergebnisse fand ich durch die Herren J.A. JOSSEN, M. SEPTFONTAINE, J. JENNY und M. MONBARON, früher Geologen im Service géologique du Maroc (Ministère de l'Energie et des Mines, Rabat) tatkräftige Unterstützung. Mein Dank gilt auch den Herren M. HADRI, M. LABRIKI (Service géologique du Maroc) und A. FADIL (Service géologique de Midelt) sowie Dr. H. G. HERBIG, Dipl.-Geol. J. SCHEELE und Dipl.-Geol. R. ENSSLIN (F.U. Berlin) und allen anderen Kollegen für viele Anregungen und weiterführende Diskusionen.

Während der Anfertigung dieser Dissertation konnte ich mich auf die kollegiale Bereitschaft von Herren N. AGDEMIR (Institut für Mineralogie, F.U. Berlin) stützen; dafür sei herzlich gedankt.

Für die Bestimmung der Leitfossilien bin ich den Herren M. SEPTFONTAINE, R. DU DRESNAY (Service géologigue du Maroc) und K. BEN SHILI (Ecole Nationale des Mines, Rabat) zu Dank verpflichtet.

Für die Genehmigung der Geländearbeiten und die Bereitstellung der Geländefahrzeuge danke ich dem Ministère de l'Energie et des Mines, insbesondere den Herren Direktor M. BENSAID und M. DAHMANI (Chef de la Division de la Géologie Générale) sowie den Fahrern der Division de la Géologie Générale, K. SELMANI, M. OUAZOU, O. OUAZOU und KADARA. Für die Durchführung technischer Arbeiten bin ich insbesondere den Herren LAAROUSSI, BEN HADDOU, ALI, OUFRID, ROCHDI, MANIA und SKALANTE zu Dank verpflichtet.

Für die geduldige Hilfe bei einem Teil der Geländearbeiten danke ich meiner Frau F. AARAB und meiner Bruder K. MILHI. Meiner Frau danke ich insbesondere für ihre liebevolle Unterstützung in allen Phasen der Arbeit.

Desweiteren bin ich der Carl Duisberg Geselschaft (C.D.G.), der deutschen ForschungsGemeinschaft (D.F.G.) und dem Centre National de Planification et de Coordination de la Recherche Scientifique et Technique (C.N.R. Maroc) zu Dank verpflichtet, die mir die nötige finanzielle Unterstützung für dieses Forschungsvorhaben gewährt haben.

**Inhaltverzeichnis**

# 1. EINLEITUNG

## 1.1. GEOGRAPHISCHE LAGE DES ARBEITSGEBIETS

Das Atlas-System (Rif-Tell, Mittlerer Atlas, Hoher Atlas, Anti-Atlas) beherrscht die Landschaft des nordwestlichen Afrikas. Der Hohe Atlas prägt besonders die Orographie Marokkos. Während die höchsten Berge im Rif und Anti-Atlas kaum 3000 m überschreiten, erreichen im Hohen Atlas der Jbel Toubkal eine Höhe von 4165 m und der Jbel Mgoun eine Höhe von 4071 m. Von Westen nach Osten nimmt die Höhe des Gebirges deutlich ab. Der Zentrale Hohe Atlas - so nennt man den Abschnitt zwischen dem Atlas von Marrakech im Westen und dem Tal des Oued Ziz im Osten-erreicht seine größte Höhe im Jbel Mgoun mit 4071 m. Im Untersuchungsgebiet überschreiten die Berge mehrfach die Höhe von 3000 m (u.a. Jbel Tafraout, J. Mkorn, J. n'Ourkar, J. Kouais).

Das ca. 2500 qkm große Arbeitsgebiet, das im südlichen Teil des Zentralen Hohen Atlas nordwestlich von Tinerhir liegt, wird von den Koordinaten 156/343,3; 156/490,5; 100,6/343,3 und 100.6/490,5 begrenzt. Seine Lage ist auf den Abbildungen 1 und 2 eingetragen. Der tiefste Punkt liegt mit 1300 m bei Tinerhir, die höchsten Erhebungen sind der Jbel Tafraout (3384 m) und der Jbel Kouais (3327 m).

Das Untersuchungsgebiet ist durch zwei Pisten erschlossen. Die erste quert das Arbeitsgebiet von Boumalne du Dadès im Südwesten über Msemrir nach Agoudal im Nordosten. Die zweite führt von Tinerhir in SE durch Tamtatoucht bis Msemrir. Diese ist wegen der starken Gewitterschäden nur mit großen Schwierigkeiten befahrbar.

Ganzjährige Wasserführung gibt es im Dadès und in der Todrha, die beide nach Süden entwässern. Klimatisch entspricht das Untersuchungsgebiet zum großen Teil dem Berbernomaden-Land. Das Wetter ist niederschlagsarm. In Regionen über 2000 m Höhe können Schneefälle und niedrige Temperaturen bis weit in den Frühsommer anhalten.

Die geologische Gliederung Marokkos trennt das Land in zwei verschiedene Klimabereiche. Am Nordrand des Mittleren und des westlichen Hohen Atlas wird die Landschaft mehr vom atlantischen und mediterranen Klima geprägt. Südlich davon ist das Klima besonders durch den saharischen Bereich beeinflußt. Die beiden Gebirgsketten bilden die großen Wasserreservoire Marokkos mit ganzjährigen Quellen. Während im Mittleren Atlas und am Nordrand des Hohen Atlas die Vegetation vielfältig ist, tritt sie im Arbeitsgebiet nur sporadisch auf.

Die Siedlungsgebiete der Berber (u.a. Ait Hadidou, Ait Marrhad, Ait Atta) konzentrieren sich entlang der beiden kontinuierlich fließenden Oued Todrha und Dadès. Die Ökonomie der Region basiert auf Viehzucht (Ziegen, Schafe, Kamele) und Ackerbau auf kleinen Feldern.

## 1.2. ÜBERSICHT ÜBER DAS ATLAS SYSTEM

Um den geologischen Bau des Arbeitsgebiets verständlich zu machen, muß ein geologischer Überblick über die Atlas-Gebirge Marokkos vorangestellt werden.

Das Atlas-Gebirgssystem Nordafrikas (Abb. 1) liegt im Einflußbereich unterschiedlicher mobilen Zonen. Die Mittelmeerzone wird durch die känozoischen mediterranen Orogene geprägt. Die Atlantikzone wird kontinuierlich von der mesozoischen Atlantiköffnung beeinflußt.

In Marokko läßt sich das Atlas-System nach strukturellen, stratigraphischen und morphologischen Gesichtpunkten in vier Bereiche untergliedern.

RIF KETTE: An der Mittelmeer-Küste zieht sich die Rif-Kette im Norden Marokkos durch den Bogen von Gibraltar zur Betischen Kordillere in Südspanien. Gegen Osten geht sie in die Tell-Kette in Algerien über. Auf Paläozoikum liegen das Mesozoikum und das Känozoikum. Das tertiäre Alter der Orogenese und der tektonische Stil der Rif-Kette (z.B. starke Faltung, Decken-Überschiebungen, metamorphe Gesteine, Flysche) sind charakteristisch für mediterrane Orogene (MICHARD, 1976; JACOBSHAGEN, 1986).

ANTI-ATLAS: Mit den ältesten Gesteinsablagerungen erstreckt sich der Anti-Atlas nördlich des Sahara-Kratons bis zum südlichen Rand des Hohen Atlas. Präkämbrische, meist panafrikanische hochmetamorphe Gesteine tauchen im Kern großer "Boutonnières" auf. Darüber folgen klastische, vulkanogene und karbonatische Serien mit jungproterozoischem bis kambrischem Alter. Mit deutlicher Winkeldiskordanz folgen darüber die klastischen Sedimente des Paläozoikums. Sie sind wenig deformiert. Im Vergleich zu anderen Gebirgszügen Marokkos blieb der Anti-Atlas während der alpidischen Orogenese stabil. Postpaläozoische Deformationen und Bruchstörungen sind in der Regel auf schmale Zonen begrenzt (HEINITZ 1984). Nach MICHARD (1976) begann der Aufstieg des Gebirgs im Paläogen, das heutige Hochgebirge hat sich aber erst seit dem Pliozän

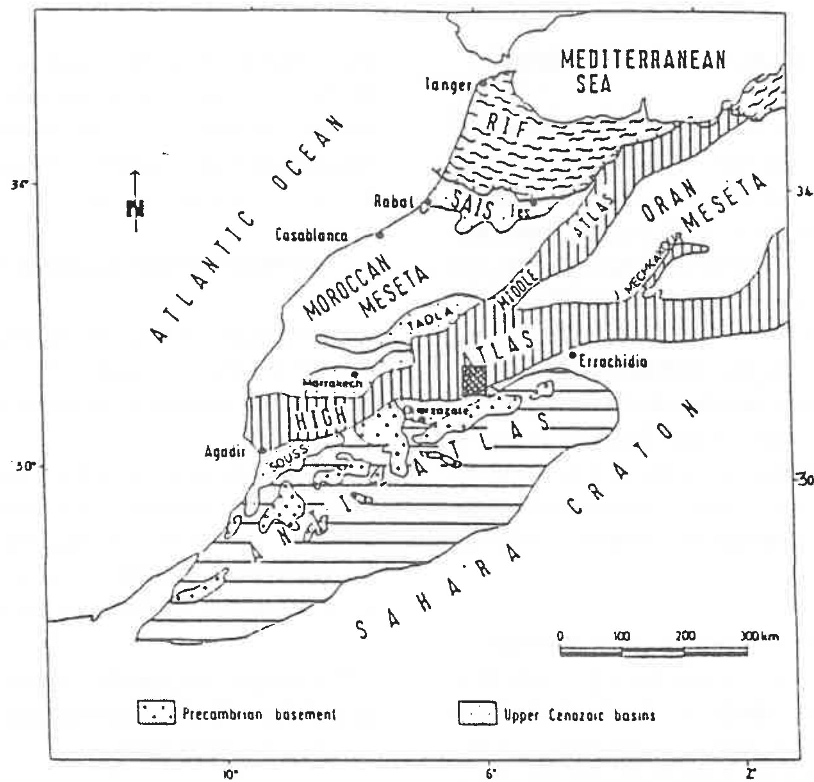



**Abb. 1:** Die geologische Großgliederung Marokkos nach BREDE (1987).

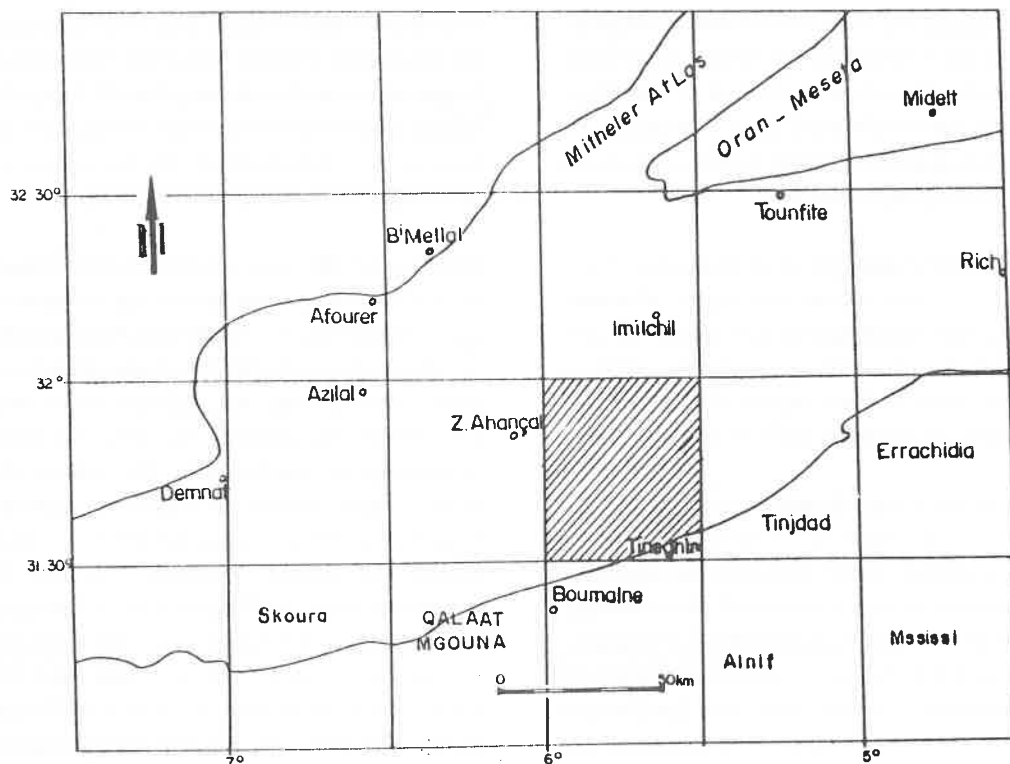



**Abb. 2:** Die geographische Position des Arbeitsgebietes innerhalb des Zentralen Hohen Atlas, mit dem Netz der topographischen Karte 1/100 000 von Marokko.

entwickelt (GÖRLER & ZUCHT 1986).

ATLASGEBIET: Als Atlas-Gebiet wird das Gebiet bezeichnet, das zwischen dem Rif und der "Meseta marocaine" einerseits und dem Anti-Atlas andererseits liegt. Die "Meseta oranaise" erstreckt sich von Osten her zwischen den Hohen Atlas und den Mittleren Atlas. Das vormesozoische Grundgebirge ist im westlichen Hohen Atlas und innerhalb der "Boutonnières" im östlichen Hohen Atlas aufgeschlossen. Das Deckgebirge ist im wesentlichen aus mesozoischen Serien aufgebaut.

Die wesentlichen Merkmale von Orogenen wie Ophiolithe, Deckenbau, Flysch, regionale Metamorphose und Granitoide sind beiden Gebirgen fremd (JACOBSHAGEN, 1986).

Das Atlas-Gebiet entspricht einem Becken-Plattform-System, das vom Unteren Lias bis zum Dogger gebildet wurde; die Auffüllung wurde kontinuierlich von tektonischen Bewegungen kontrolliert. Paläogeographisch betrachtet, gehörte der jurassische Meeresraum zum Atlas-Golf, einer südlichen Ausbuchtung der Tethys. Dieser Golf ist aus frühmesozoischen Riftgräben hervorgegangen, die in Zusammenhang mit der mesozoischen Öffnung des Atlantik und der Tethys einsanken (JACOBSHAGEN,1986).

Im Hohen Atlas unterschied MICHARD (1976) vier Einheiten.

a) Westlicher Hoher Atlas: Er erstreckt sich von der Atlantik-Küste im Westen bis zum höchsten Punkt Nordafrikas dem Jbel Toubkal (4165 m). Die stratigraphische Abfolge der postpaläozoischen Gesteine umfaßt eine mächtige Trias, lagunäre Serien des Oberen Jura und marine Sedimente des Abschnitts Kreide-Eozän.

b) "Massif ancien" oder Atlas von Marrakech: Durch die Trias der Argana-Verbindungszone ist das "Massif ancien" vom Westlichen Hohen Atlas getrennt. Im allgemeinen ist es aus präkambrischen und kambrischen Gesteinen aufgebaut. Diese Gesteine wurden während der herzynischen Orogenese verfaltet und von Graniten intrudiert.

c) Zentraler Hoher Atlas: Zwischen dem Anti-Atlas und der "Meseta marocaine" folgt der Zentrale Hohe Atlas (Abb. 3) östlich des Atlas von Marrakech. Die östliche Grenze variiert je nach Autor; im allgemeinen entspricht sie dem Tal des Oued Ziz. Der Zentrale Hohe Atlas wird von mächtigen marinen, vor allem jurassischen Serien aufgebaut.

d) Östlicher Hoher Atlas und Sahara-Atlas: Der östliche Hohe Atlas und seine Verlängerung, der Sahara-Atlas, erstrecken sich östlich des Ziz-Tales bis nach Tunesien. Hier sieht man in "Boutonnières" (z.B. Talzaza, Tamlelt) das herzynische Grundgebirge aufgeschlossen.

Mittlerer Atlas: Erstreckt sich von SW nach NE von El Ksiba-Aghbala bis nach Kebdana am Mittelmeer. Gegen Osten ist er von dem Plateau der Hohen und Mittleren Moulouya (Hauts Plateaux oder Meseta oranaise) begrenzt. Überwiegend ist er aus mächtigen Sedimentserien des Mesozoikums aufgebaut, die in breiten Mulden und engen Sätteln (NNE-WSW bis NE-SW) gefaltet sind. Im Westen schließt sich die "causse moyen-atlasique" an, deren Mesozoikum in Plattform-Fazies ausgebildet ist und subhorizontal auf der "Meseta centrale" lagert.

### 1.3. Geologischer Überblick über das Arbeitsgebiet

Strukturgeologisch und stratigraphisch trennt eine große Störungszone, der "accident sud-atlasique" (asa), das Blatt Tineghir 1/100 000 in zwei verschiedene Zonen.

1) Südlich des "asa" wird die Khelas-Zone (MORET, 1931) oder Südatlas-Randzone (ZYLKA 1988) aus Kreide und Alttertiär sowie untergeordnet kontinentalem Neogen aufgebaut. Das Unterlager der Kreide ist nicht aufgeschlossen. Die Khelas-Zone bildet im Arbeitsgebiet eine asymetrische Synklinale. Während sich die Südflanke schwach nach Norden neigt, bildet die Nordflanke ein eng südvergent verfaltetes Band.

2) Nördlich des "asa" erstreckt sich das Arbeitsgebiet bis ins Zentrum des Zentralen Hohen Atlas (Abb. 2). Es bildet den Hauptteil des Blattes Tinerhir 1/100 000. Stratigraphisch besteht es aus jurassischen Serien.

Für die Region zwischen dem "asa" und der Region Todrha-Jbel Tazlout sind südvergente Auf- und Überschiebungen charakteristisch (Abb. 3). Während südlich des Jbel Mkorn ein eng südvergent verfaltetes, ein bis zwei Kilometer breites Band sich entwickelt, ist dieses südlich Tarachsa-Tamtatoucht nur schwach deformiert. Weiterhin nach Norden wird die Tektonik im allgemeinen durch Boutonnières und breite Mulden vertreten. Der Sattel von Ait Sedrat-Ouzouhirir erstreckt sich von Südwesten nach Nordosten bis in die Boutonnière von Agoulzi und trennt die Mulde von Tamtatoucht im Südosten von der Mulde von Msemrir im Nordosten. Die Mulde von Msemrir ist an ihrer Südflanke durch die Boutonnière von Ikerzie und eine

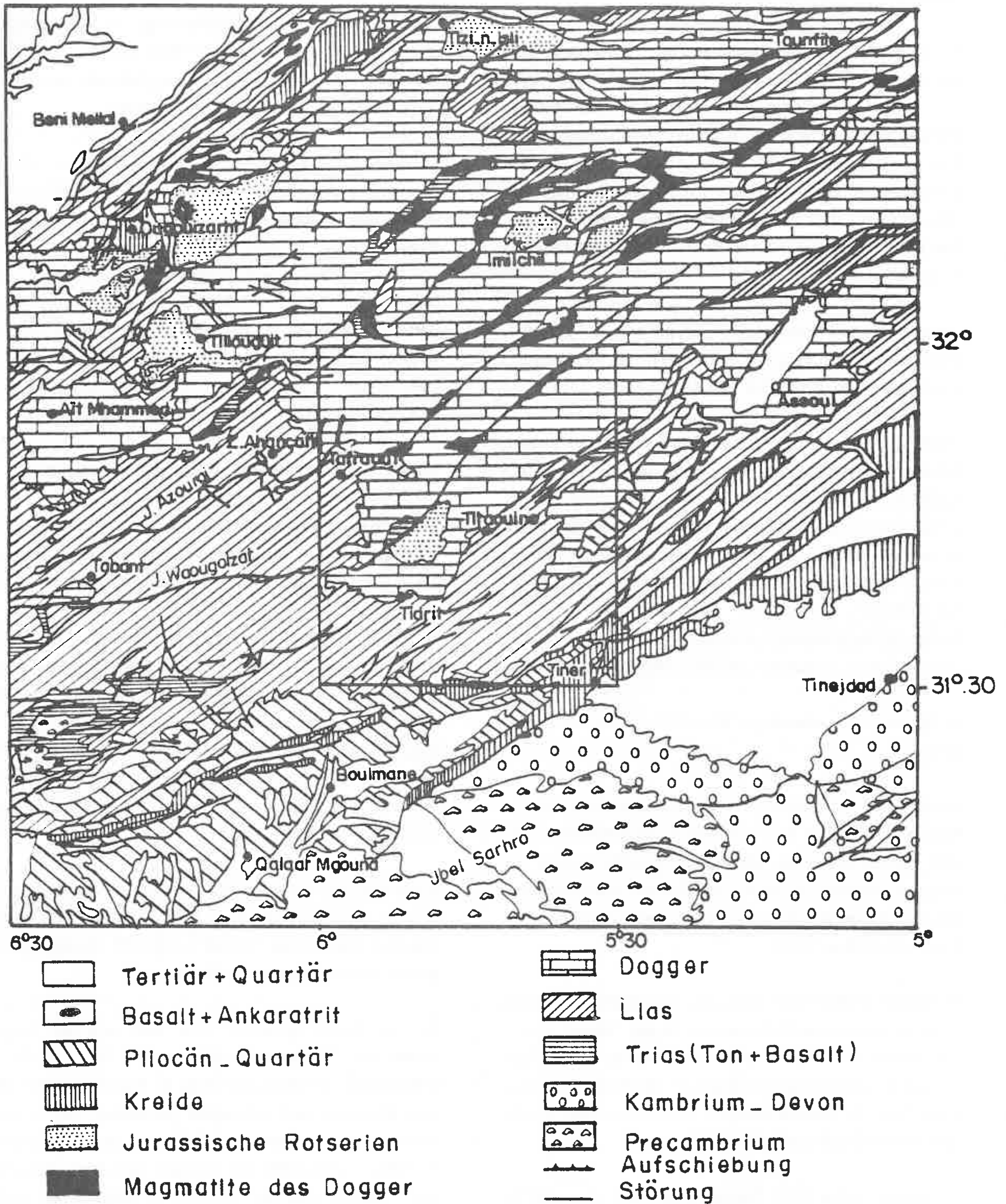
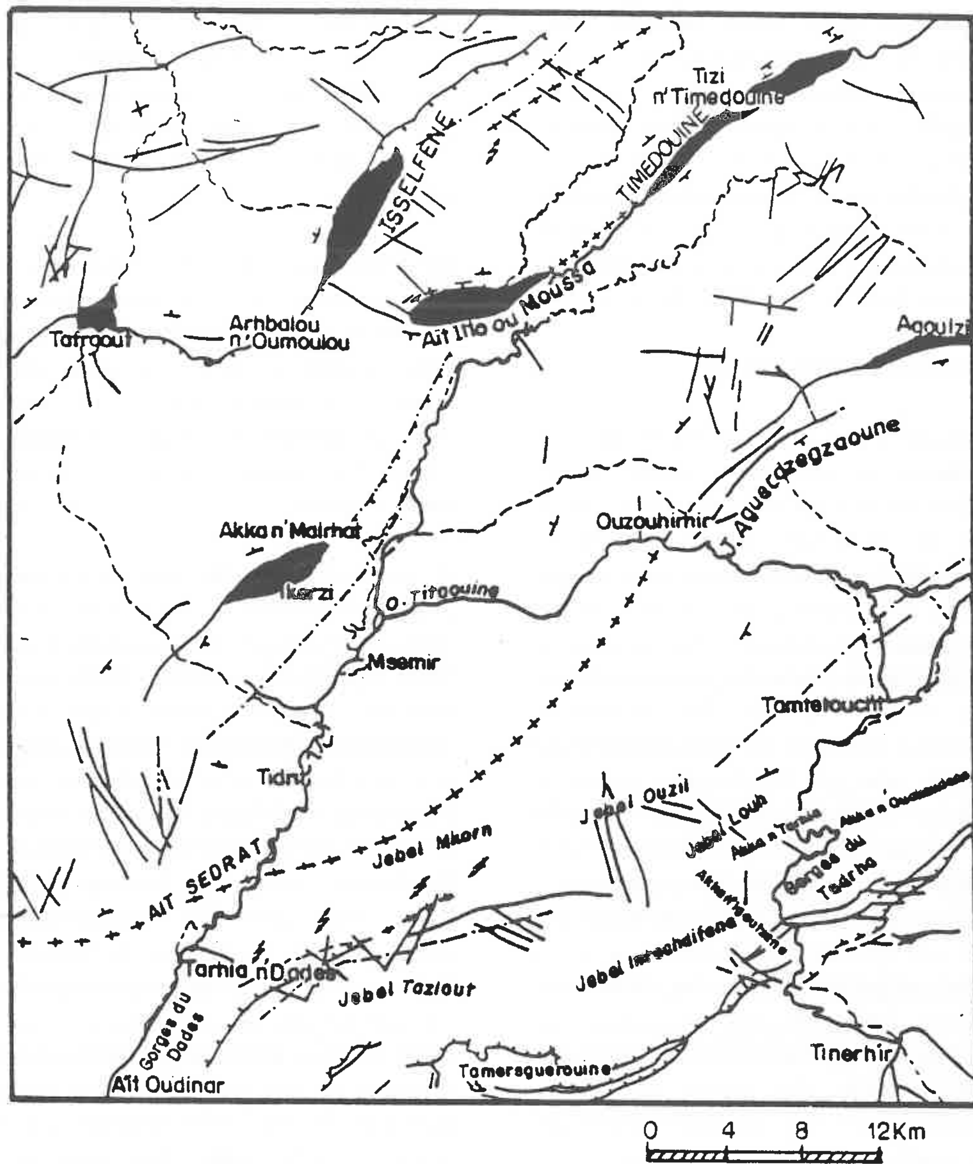



**Abb. 3:** Geologische Karte des Blattes Tineghir und umgebenden Region; vereinfachte Darstellung nach der carte géologique du Maroc au 1/1000 000 (1985).




Aufschiebung

Abschiebung

Einfallen steil bis über-kippt

Sattelachse

Überprägende Faltung.

Muldenachse

Einfallen (10° bis 80°)

Einfallen flach

Boutonnière

**Abb. 4:** Tektonische Karte des Blattes Tinerhir.

südvergente Monoklinale begrenzt. Diese Monoklinale verbindet die Boutonnière von Ikerzie mit derjenigen von Ait Atto ou Moussa. Die letzte bezieht sich durch einen schmalen Sattel zu deren von Timedouine. Während zwischen den Boutonnières von Ikerzie und von Tafraout die Schichten schwach nach Süden neigen, sind diese zwischen den Boutonnières von Ait Atto ou Moussa und von Isselfene stark verfaltet. Nördlich der Störung von Tafraout zeigen die jurassischen Serien flache Lagerung bis schwach Nord-Neigung und sind gelegentlich von kleineren Störungen und magmatischen Dykes bis 10 m Breite durchzogen.

## 1.4 ERFORSCHUNGSGESCHICHTE

Die ersten geologischen Beschreibungen und Gliederungen Marokkos entstanden am Ende des letzten Jahrhunderts (SCHNELL, 1882 und FOUCAULD, 1888). GENTIL (1910 a, 1910 b, 1912) publizierte zahlreiche Arbeiten über die geologische Situation des Hohen Atlas und nahm die erste geologische Karte auf. DUBAR (1939) und ROCH (1942) veröffentlichten weitere geologische Karten im Maßstab 1/200 000, die zum Teil das Untersuchungsgebiet umfaßten. ROCH (1939) beschrieb ausführlich die mesozoischen Serien des Zentralen Hohen Atlas östlich von Marrakech und führte für diese eine auf Makrofossilien basierende biostratigraphische Gliederung ein. RUSSO & RUSSO (1934) diskutierten die Frage einer am Südrand des Hohen Atlas verlaufenden Störungszone ("accident sudatlasique"). Während des internationalen Kongresses von Algier führte DUBAR (1952) eine Exkursion vom Nordrand über Imilchil zu den Todrha- und Dadès-Schluchten am Südrand des Zentralen Hohen Atlas. Mit der Herausgabe der geologischen Karte von Marokko im Maßstab 1/500 000 durch CHOUBERT (1956, 1957) wurden grundlegende Erkenntnisse erworben und die generellen Fragen zum Verstehen der marokkanischen Geologie herausgearbeitet.

Aus den sechziger Jahren sind vor allem stratigraphische und paläontologische Arbeiten zu erwähnen. Ein tektonischer und paläogeographischer Überblick zur Entwicklungsgeschichte des gesamten Atlas-Raums seit dem Paläozoikum findet sich bei CHOUBERT & FAURE MURET (1962). Auf der Basis von Makrofossilien veröffentlichte DRESNAY ( z.B. 1962, 1964, 1969, 1988) zahlreiche stratigraphische Arbeiten und Rekonstruktionen der paläogeographischen Verhältnisse im gesamten Atlas-System. Daneben bearbeiteten andere Autoren die gesamte Ammoniten-Fauna des marinen Jura (z.B. GARDET & GERARD, 1946, MOUTERDE & DUBAR, 1978). Stratigraphische Einstufungen der jurassischen Flachwasser-Karbonatgesteine erfolgten auch mit Brachiopoden (DUBAR, 1932, 1933; ROCH, 1939; ROUSSELLE, 1965, 1975, 1977, etc.). Andere Gruppen der Makrofauna (u.a. Korallen, Gastropoden, Lamellibranchiaten, Dinosaurier) wurden durch BEAUVAIS (1970, 1977 a und b, 1986), MONGIN (1967) und LAPPARENT (1955) bearbeitet. Eine umfassende Synthese der marokkanischen Geologie lieferte MICHARD (1976).

Seit 1973 beschäftigten sich verschiedene Autoren mit modernen karbonatpetrographischen Untersuchungen im marinen Jura. Dies haben vor allem EVANS & KENDALL (1977), BURGESS (1979), LEE (1978) und HÜSSNER (1985) im Hohen Atlas unternommen. Die Untersuchungsergebnisse dieser vorwiegend amerikanischen Forschergruppe wurden von WARME (1988) zusammengefaßt.

Mit der Herausgabe der geologischen Karten Afourer (ROLLEY & CHOUBERT, 1977), Beni Mellal (MONBARON, 1985), Azilal (JENNY, 1985), Quasbat Tadla (VERSET, 1985), Demnat (LE MARREC, 1985), Zawyat Ahançal (JOSSEN, 1990) sowie Arbeiten im Bereich der noch nicht veröffentlichten Blätter Rich, Imilchil, Tounfit, Tinerhir und Tinjdad im Maßstab 1/100 000 sowie der Blätter Saghro-Dadès und Todrha-Maider im Maßstab 1/200 000 wurde eine Vielzahl neuer Erkenntnisse zur Entwicklungsgeschichte des Zentralen Hohen Atlas gewonnen. SEPTFONTAINE (1984, 1986) stellte für jurassische Flachwasser Karbonatgesteine des Rif sowie des Mittleren und Hohen Atlas eine Foraminiferen-Zonierung und eine paläogeographische Interpretation auf. Weitere stratigraphische und petrographische Untersuchungen wurden im Zentralen Hohen Atlas durch STUDER (1980), BERNASCONI (1983), BRECHBÜHLER (1984), LETSCH (1985), HALLIWELL (1985), FADIL (1988) und CREVELLO (1990) durchgeführt.

Strukturelle Fragen wurden vor allem in den siebziger und achtziger Jahren diskutiert. Während MATTAUER et al. (1977), LAVILLE (1985, 1987), PROUST et al. (1977), DUEE et al (1978), MONBARON (1981), JENNY (1983, 1984, 1988), PETIT & BEAUCHAMP (1986) und JACOBSHAGEN et al. (1988 b)die Plattenverschiebung als ursächlich für die tektonische Entwicklung in Nordafrika ansahen, betonten STETS & WURSTER (1981) und BINOT et al. (1986) die Rolle von Vertikal-Bewegungen. Viele Autoren (z.B. MANSPEIZER, 1982; DEWEY et al., 1973; BERTRAND & WESTPHAL, 1977) haben die Beziehung zwischen Marokko und Nordamerika unter Betonung der Entwicklungsges

chichte des Atlantik seit dem Jura untersucht. Eine aktuelle Zusammenfassung dieser Modellvorstellungen findet sich bei ZIEGLER (1988).

Im Rahmen des Projektes "Mobilität aktiver Kontinentalränder" werden von Geologen der Freien Universität Berlin bis heute umfangreiche strukturelle, sedimentologische und stratigraphische Untersuchungen im Zentralen Hohen Atlas durchgeführt. SEUFERT (1986) beschäftigte sich mit der Strukturgeologie der Region zwischen Boumalne und Imilchil. Unter demselben Gesichtspunkt untersuchten BREDE & HEINITZ (1986) und BREDE (1987) die Region zwischen Errachidia und Midelt. ZYLKA (1988) gab eine geologische Karte im Maßstab 1/100 000 der Region zwischen Tinerhir und Goulmima heraus und verfaßte eine auf Photogeologie und struktureller Analyse basierende Beschreibung der Südatlas-Randzone. GÖRLER et al. (1988) konzentrierten sich auf Fragen der Sedimentologie und Biostratigraphie im Neogen, um die känozoische Heraushebung des Zentralen Hohen Atlas zu rekonstruieren. Für den Zeitabschnitt des Tertiärs veröffentlichten GÖRLER & ZUCHT (1986), GÖRLER et al. (1988), HELMDACH (1986, 1988), HERBIG (1986, 1988, 1991) sowie MOHR & FECHNER (1986) zahlreiche Publikationen. Zusammenfassende Darstellungen finden sich bei JACOBSHAGEN (1986 a und b, 1988) und JACOBSHAGEN et al. (1988 a und b).

### 1.5. PROBLEMSTELLUNG

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, durch sedimentologische und stratigraphische Untersuchungen des mesozoischen Deckgebirges des Zentralen Hohen Atlas auf dem Blatt Tinerhir (1/100 000) und in der näheren Umgebung die Paläogeographie und die Bewegungsabläufe während des Jura aufzuklären. Insbesondere sollen die folgenden Fragen beantwortet werden: Wurde die Faziesentwicklung des marinen Bereichs durch tektonische Aktivitäten präexistenter Störungen gesteuert oder läßt sich der Einfluß globaler eustatischer Meeresspiegelschwankungen nachweisen?. Lassen sich Faziesübergänge und Mächtigkeitsänderungen im Bereich der Störungszonen nachweisen?

Züge der geologischen Entwicklung werden aus paläontologischen Daten, aus der Mikrofaziesanalyse der Sedimentgesteine und aus der palökologischen Interpretation der Fossilien abgeleitet.

### 1.6. METHODIK

Die angewandte Methodik zur Rekonstruktion der paläogeographischen und geodynamischen Entwicklung des Zentralen Hohen Atlas basiert vor allem auf einer lithologischen und stratigraphischen Analyse der jurassischen Sedimente. In einem relativ kleinen Gebiet sind verschiedene sedimentologische Phänomene im Zusammenhang mit den tektonischen Prozessen und den Meeresspiegelschwankungen während des Jura zu beobachten, welche zur Aufklärung der Entwicklungsgeschichte des Zentralen Hohen Atlas wesentlich beitragen. 16 Profile wurden zu diesem Zwecke aufgenommen (Abb.5).

Die synsedimentäre Tektonik im Jura wurde durch Beobachtungen der Faziesverteilung, von Mächtigkeitsänderungen, Diskordanzen und aus den Lagerungsverhältnissen der Sedimente weitgehend rekonstruiert.

Durch den Vergleich und die Mikrofaziesanalyse verschiedener Profile im Untersuchungsgebiet und die kartographische Aufnahme des Blattes Tinerhir im Maßstab 1/100 000 wird die regionale Entwicklungsgeschichte des Zentralen Hohen Atlas im Jura verständlich.

Um laterale und vertikale Veränderungen der Lithologie im Untersuchungsraum zu erfassen, wurden lithostratigraphische Profile an verschiedenen Lokalitäten (Abb. 5) aufgenommen und beprobt. Die Auswahl der Profile erfolgte unter Berücksichtigung der Fazies- und Mächtigkeitsänderungen der Serien.

Für die mikropaläontologischen Untersuchungen wurden bevorzugt Kalke beprobt. Zusätzlich wurden Ton- und Mergel-Schlämmproben auf Mikrofossilien untersucht.

Die Probennahme und ihre Bearbeitung wurden unter Berücksichtigung der im Gelände sichtbaren Unterschiede durchgeführt.

Die paläogeographische Entwicklung konnte in groben Zügen bereits bei der Probennahme aus den lithologischen und paläontologischen Merkmalen abgeleitet werden. Formationen werden unter Berücksichtigung der lithologischen Merkmale definiert. Die lateralen Mächtigkeitsänderungen einer Formation können Hinweise auf Subsidenzraten geben. Zeitweilige Sedimentationsunterbrechung könnten die Meeresspiegelschwankungen widerspiegeln.

Zur Verfolgung der Strukturen und für Vergleiche im regionalen Rahmen wurden weitere Profile und/oder

Ahançal) unter den Aspekten der Fazies- und Mächtigkeitsentwicklung untersucht.

Regionale Parallelisierungen zwischen den lithostratigraphischen Formationen bestätigten die einheitliche Entwicklung des Zentralen Hohen Atlas und des Mittleren Atlas. Die von COUVREUR (1985), DRESNAY (1963, 1975, 1988), EL ARABI (1987), HAUPTMANN (1990), JENNY (1988), JOSSEN (1990), MONBARON (1985), SEPTFONTAINE (1984, 1986) unter verschiedenen Namen definierten Formationen im Hohen und Mittleren Atlas lassen sich im allgemeinen gut korrelieren.

Die Auswertung der Dünnschliffe führte zur Bestimmung der Mikrofazies-Typen und der Mikrofossilien. Diese werden für jede Formation beschrieben. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen ergänzen Geländebefunde im Detail, besonders was die stratigraphische und palökologische Einstufung einzelner Gesteinseinheiten betrifft.

## 2. STRATIGRAPHIE UND FAZIES

### 2.1. TRIAS

Die Gesteine der Trias bilden das Liegende der marinen Jura-Ablagerungen, welche Gegenstand der vorliegenden Arbeit sind. Daher wird ein Überblick über die Trias-Ablagerungen und die frühmesozoischen Vulkanite vorangestellt.

Wegen der ungünstigen Aufschlüsse und der kleinräumigen Verbreitung der Gesteine der Trias werden die sedimentären und die magmatischen Gesteine zusammen beschrieben: Im Zentralen Hohen Atlas von Marrakech führten BIRON (1983) und JENNY (1988) für vergleichbare Gesteine die "Formation des siltites de Tafilelt" und "Formation des Basaltes des Ait Adel" ein. Andere Synonyme finden sich bei LORENZ (1976, mudstones facies), MATTIS (1977, upper mudstones and siltstones), LE MARREC (1979, T3, T4 oder groupe de Rhodjama).

#### 2.1.1. ROTSERIEN UND MAGMATITE

Die Trias wird in Marokko vor allem lithologisch definiert, als eine Abfolge ganz überwiegend psammitisch-pelitischer Rotsedimente. Nach SALVAN (1984) reichen die Rotserien bis in den Unteren Lias. Auch die ältesten Sedimente des Arbeitsgebiets - Rotpelite im Liegenden des marinen Jura - könnten schon zum Unteren Lias gehören.

Die Rotserien der Trias bestehen aus Tonsteinen mit Hämatit-Blättchen, sandigen Tonsteinen, Siltsteinen und Evaporit-Einschaltungen (Gips, Steinsalz), sowie weitverbreiteten Basaltergüssen (MANSPEIZER et al., 1978, FIECHTNER 1990).

Die Mächtigkeit der aufgeschlossenen Schichtfolgen liegt im Meter- bis Dekameter-Bereich. In der Agoulzi-Boutonnière stehen mächtige Salzgesteine an, die in vielen kleinen Minen zum lokalen Gebrauch ausgebeutet werden. In geringerem Umfang sind in der Ikerzi Boutonnière Salzgesteine aufgeschlossen. Magmatite treten in allen Boutonnières des Arbeitsgebietes auf. Durch ihre hellgrüne Farbe und die relativ starke Verwitterung sind sie von den anderen Magmatiten des Dogger und der Kreide leicht zu unterscheiden. Durch die tektonische Verstellung und die Verwitterung ist ihre Textur weitgehend zerstört. In der Ikerzi- und der Almou-Boutonnière führen sie Xenolithe, deren Dimension im Zentimeter- bis Dezimeter-Bereich liegt. Ihre Randbereiche zeigen Umwandlungssäume mit markanten Kanten. Nur in der Almou-Boutonnière lassen sich Pillow-Laven beobachten. In der Ikerzi-Boutonnière schaltet sich innerhalb des oberen Teils der Basalte eine 50 cm starke laminierte Kalkbank ein. Die Oberfläche dieser Bank hat einen metamorphen Kontakt. Dieses Kalk-Niveau ist weit verbreitet. Im Zentralen Hohen Atlas von Rich beschrieb BERNASCONI (1983) ein vergleichbares Niveau. Auch am nordwestlichen Rand Zentral-Marokkos ("Tiddas Souk Es-Sebt") beschrieb WARTITI (1983) im oberen Teil der triassisch-liassischen Magmatite eine 1,5- bis 2 Meter mächtige Karbonat-Bank. Vergleichbare Magmatite sind durch ROCH (1939, Basaltes doléritiques du Lias inférieur), LEVEQUE (1961, complexe argilobasaltique), ROLLEY (1978, complexe à syenite et gabbro du Lias inférieur ou du Trias), MOUSSU (1959, basaltes permotriasiques), VERDIER (1971, dolérites du Trias) beschrieben worden.

NACIRI (1986) beschrieb in den triassischen Serien von Beni Snassen (NE-Marokko) marine Karbonat-Einschaltungen. Diese sind charakteristisch für den östlichen Teil Marokkos. Sie bestehen aus mikritischem Kalk, dolomitischem und/oder Mergelkalk mit Zweiklappern in schlechter Erhaltung sowie Pflanzenresten und Kohle-Teilchen (BEN ABDELLAH, 1952). Ein Lamellibranchiat der Art Anoplophora lettica QUENSTEDT, charakteristisch für das obere Ladin, wurde auf den "Hauts plateaux" gefunden (OWODENKO, 1946).

### Milieu

Der marine Charakter vergleichbarer Gesteine am Nordrand des Zentralen Hohen Atlas wurde durch Lamellibranchiaten-Funde (JENNY, 1988; LE MARREC & TAUGOURDEAU LANTZ, 1983) bewiesen. Nach BIRON (1982) entspricht die Trias-Rotserie einer Auffüllungsfazies, die sich bis in den Evaporit-Bereich erstreckte. In ihrer Arbeit über die vulkanischen Gesteine des marokkanischen Trias-Lias zeigen BERTRAND & PRIOTON (1975 a, b) und FIECHTNER (1990) die tholeiitische Natur der Vulkanite auf. Nach MANSPEIZER (1982) ist die zunehmende Aridität, welche zur Ablagerung von Salzgesteinen führte, ein Ergebnis der Plattenbewegungen, die den Ablagerungsraum in aride Klimazonen verlagerte. In ihrer Arbeit zur Strukturgeschichte des Hohen Atlas in Marokko wiesen STETS & WURSTER (1981) darauf hin, daß sich schon in der Trias ein Rift-System in Form eines Schollenmosaiks zu entwickeln begann. SALVAN (1984) interpretierte die Tonstein/Evaporit-Fazies als marine Sedimente. Dagegen betonten LORENZ (1976) und VAN HOUTEN (1977) den nicht-marinen Charakter der triassischen Ablagerungen. MANSPEIZER et al. (1978) und andere Autoren glaubten an einen Zusammenhang mit dem beginnenden Rifting im Bereich des späteren Zentral-Atlantik. Im Untersuchungsgebiet könnten die Salzgesteine, die laminierten Kalke und die Pillow-Laven in der oberen Trias oder dem Unter-Lias auch als Gesteine des marinen Bereichs (Flachwasser Intertidal/Supratidal) interpretiert werden.

### Verbreitung/Mächtigkeiten

Triassische Gesteine (Rotserien und Basalte) sind im Untersuchungsgebiet nur im Zentrum der Boutonnières oder entlang großer Störungen aufgeschlossen. Wegen der känozoischen Tektonik ist eine genaue Angabe über die Mächtigkeiten schwierig. Diese erreichen in westlichen Hohen Atlas lokal 5000 m (BROWN 1980). Im Zentralen Hohen Atlas von Azilal gab JENNY (1988) für vergleichbare Sedimentgesteine ("Formation des siltites de Tafilelt") nur Mächtigkeiten von 200-300 m und 150-200 m für die Magmatite ("Formation des Basaltes des Ait Adel") an. OWODENKO (1946) gab für die auf den "Hauts Plateaux" eine Mächtigkeit an, die zwischen 0 und 150 m variiert. Im Untersuchungsgebiet gehe ich von einer Mächtigkeit von etwa 150 m aus (Ikerzie-Boutonnière).

### Alter

Nach FIECHTNER (1990) schwanken die radiometrischen Datierungen der Vulkanite aus Zentral-Marokko 210,4   2,1 und 196   1,2; d.h. zwischen Rhät und Sinemurium. Lamellibranchiaten der Kalk-Einschaltungen in den Magmatiten auf den "Hauts plateaux" belegen Ober-Ladin (NACIRI 1986). Während TAUGOURDEAU-LANTZ (1978) durch Analysen der Pollen-Sporen-Assoziation der eingeschalteten Sedimente innerhalb der Magmatite von Romani Karn belegte, sprach COURTINAT von Nor (in JENNY, 1988). LE MARREC & TAUGOURDEAU-LANTZ (1983) fanden im Hohen Atlas von Demnat charakteristische Lamellibranchiaten des oberen Karn. Im Zentralen Hohen Atlas von Rich fand BERNASCONI (1983) in den überlagernden Kalken des Lias Ammoniten des oberen Sinemuriums. Durch Muscheln der Gattungen *Avicula* und *Anoplophora* belegte LUCAS (1952) in den eingeschalteten Sedimenten innerhalb der Basalte des Zentralen Hohen Atlas von Rich ebenfalls das Karn. Gleiches belegten Wirbeltierfunde (DUTUIT 1966) und Palynomorphe (COURTINAT & MANSPEIZER 1976) im Argana Korridor. Im Arbeitsgebiet wurden keine Leitfossilien gefunden. Die ersten Datierungen mit Hilfe von Foraminiferen sind hier in der JbelRat-Formation im Hangenden möglich.

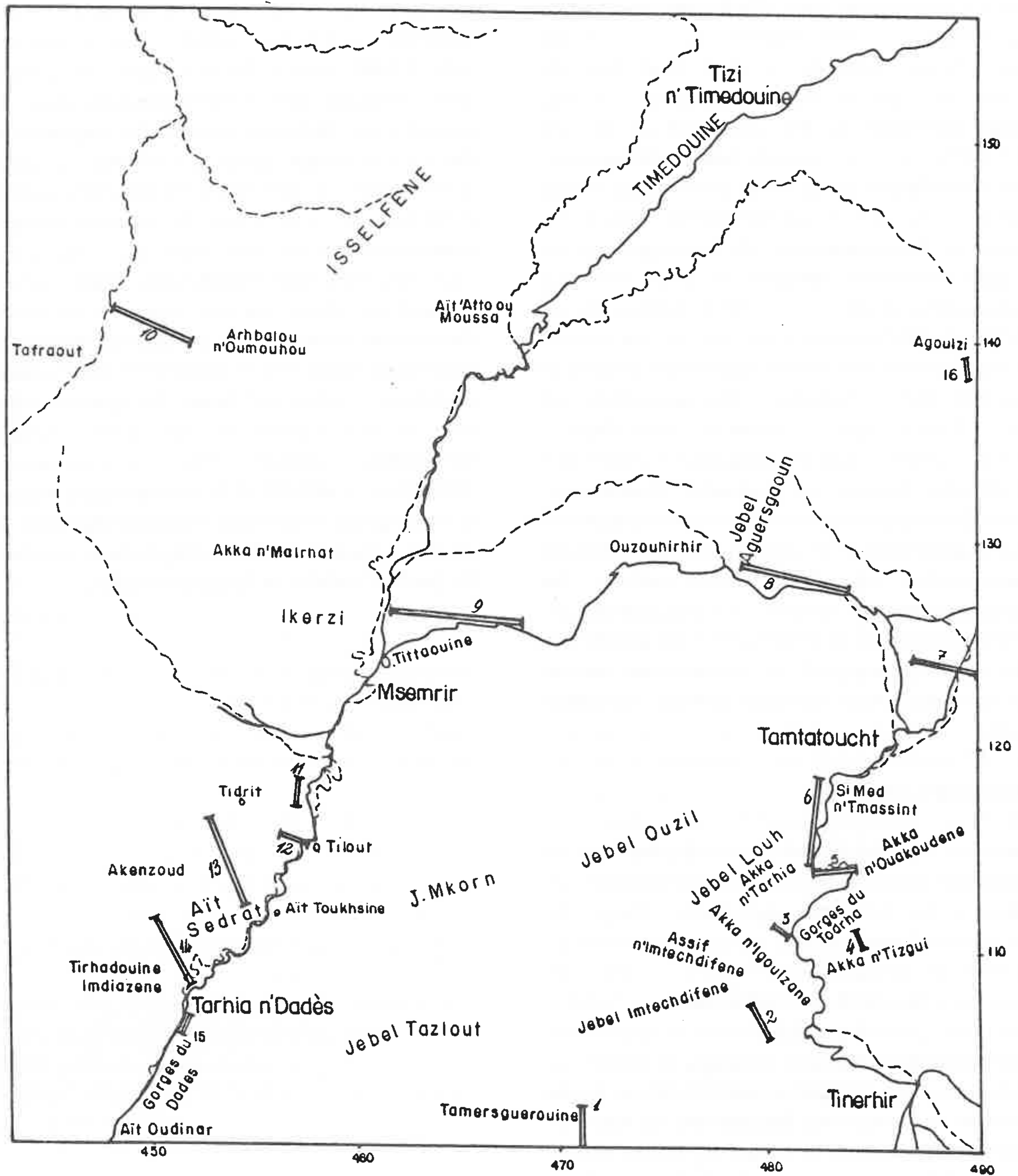



**Abb. 5:** Position der untersuchten Jura-Profile auf Blatt Tinerhir.

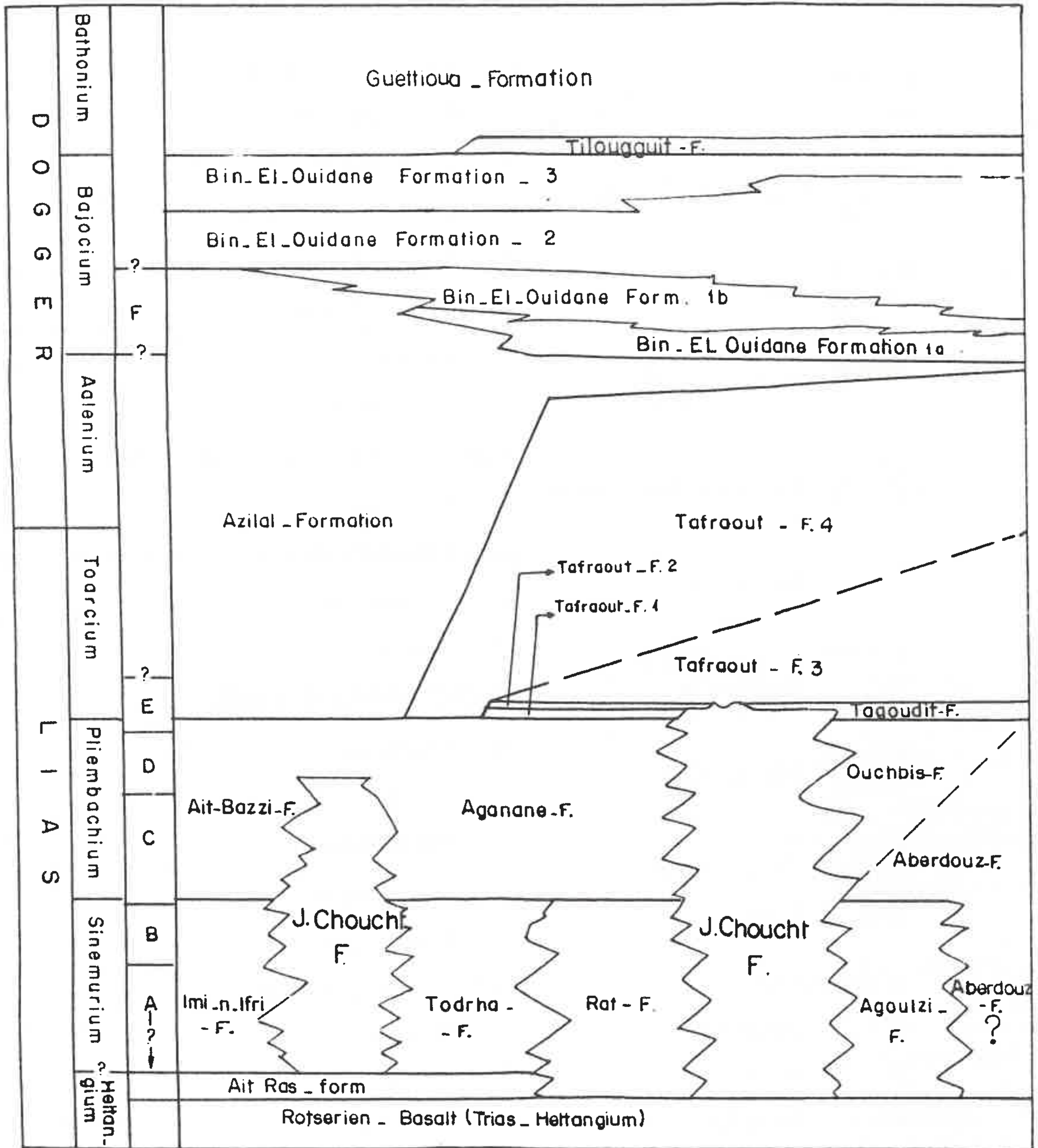



**Abb. 6:** Schematische Darstellung der Formationsgliederung des Jura im Arbeitsgebiet.

LITHOLOGIE


Kalk
Riffkalk


Mergeliger Kalk


Dolomitischer Kalk


Dolomit


Roter Mergel,Ton
Grüner Mergel,Ton


Dolomitischer Mergel


Sandstein


Dolomitischer
Sandstein


Silt,Siltstein


Konglomerat
Brekzie

KOMPONENTEN

 Onkoide
 Ooide
 Pisoide
 Kieselknollen
 Knollenkalk
Gips

FOSSILIEN

 Schill (Lumachelle)
 Algen,Stromatolithe
 Ammoniten,Belemniten
 Brachiopoden
 Gastropoden
 Lamellibranchiaten
 Große Lamellibranchiaten
 Echinodermen
 Korallen
 Foraminiferen
 Saurierknochen und_spuren
 Ostracoden
 Pflanzen_Reste
 Zoophycos
 Geode

SEDIMENTÄRE GEFÜGE

 Slumping
 Trockenrisse
 Rippelmarken
 Bird's eyes
 Bioturbation
 Schrägschichtung
 Rinnen
 Tipis
 Störung
 Winkel_Diskordanz
 Erosiv_Diskordanz

**Abb. 7:** Legende zu den Säulenprofilen Abb. 8 - 21.

## 2.2. JURA

Grundsätzlich ergibt sich bei jeder stratigraphischen Untersuchung das Problem des Diachronismus der Formationen, wenn diese in größeren Regionen weit verbreitet sind. Dieses Problem ergibt sich aus der Migration von Ablagerungsräumen im Lauf der Zeit. Während im Lias die gleiche Formation im allgemeinen im Nordosten älter als im Südwesten ist, läßt sich für den Dogger ein umgekehrter Trend nachweisen. Im Lias erfolgte die Transgression von Nordosten nach Südwesten. Dagegen zog sich im Bathonium die Tethys nach Nordosten zurück. Zahlreiche Formationen sind im Mittleren und Hohen Atlas unter verschiedenen Namen beschrieben (ROCH 1939; DUBAR 1942; DRESNAY 1963, 1988; SEPTFONTAINE 1984,1986; JENNY 1985, 1988; COUVREUR 1985; LETSCH 1985; EL ARABI 1986; HAUPTMANN 1990: JOSSEN 1990). HAUPTMANN (1990) versuchte, vergleichbare Gesteinseinheiten im Hohen und Mittleren Atlas unter einheitlichen Formationsnamen zu beschreiben. Die vorliegende Arbeit führt weitere Formationsbezeichnungen ein, deren Anwendung für den gesamten Bereich des jurassischen Atlas-Golfes empfohlen wird. Im Jura wurden 16 Profile untersucht, deren Lage auf Abb. 5 zu erkennen ist.

### 2.2.1. LIAS

Die Schichtfolgen des Lias bestehen überwiegend aus marinen Karbonatgesteinen. Sie sind nicht allzu reich an Leitfossilien, die eine detaillierte biostratigraphische Gliederung bereits im Gelände zulassen würden. Dies hängt einerseits vom Sedimentationsraum, andererseits vom Dolomitisierungsgrad der Karbonatgesteine ab. Nur selten wurden Ammoniten im Plattform-Bereich gefunden. Brauchbare Mikrofossilien fanden sich lediglich im mittleren Lias und im mittleren Dogger. Die Grenzen sind lateral mit verschiedenen Formationen und Einheiten im Zentralen Hohen Atlas und Mittleren Altas vergleichbar. Es zeigte sich, daß im allgemeinen die auf lithostratigraphischen Grenzziehungen basierenden Gliederungen durch Mikrofossilien bestätigt werden. Einen stratigraphischen Überblick vermittelt Abb. 6.

Zahlreiche Formations- und Einheitsbezeichnungen für die ausgedehnten jurassischen Sedimente im Zentralen Hohen Atlas und im Mittleren Atlas wurden von STUDER (1980), MONBARON (1983), SEPTFONTAINE (1984, 1986), JENNY & COUVREUR (1988), JOSSEN (1990), und HAUPTMANN (1990) übernommen. Im Zusammenhang mit lithologischen Änderungen werden die neuen Kriterien beschrieben.

Mit dem unteren Lias begann eine karbonatische Schichtfolge im Zentralen Hohen Atlas. Für diesen Zeitabschnitt wurden im Plattform-Bereich des Hohen Atlas selten Ammoniten gefunden. Die lithostratigraphische Korrelation und die indirekte Datierung durch die Aganane-Formation (JENNY & COUVREUR, 1985) im Hangenden, deren untere Partie zum Carixium gehört, bleiben die besten Einstufungen. Insbesondere sind oolithische Kalk-Bänke sowie laminierte Kalke und Dolomite mit oder ohne Tepee-Strukturen für das transgredierende Jura Meer im Verlauf des Sinemurium (SEPTFONTAINE, 1986) charakteristisch. In der Todrha-Schlucht folgt auf die Tepee-Fazies der Jbel-Rat-Formation die Aganane-Formation.

Die Basis der Gesteine des unteren Lias ist im Arbeitsgebiet nur in der Boutonnière von Ikerzie aufgeschlossen. Außer am Südrand tritt der untere Lias in Form von Schuppen in Boutonnières oder entlang großer Störungen auf.

#### 2.2.1.1. AIT-RAS-FORMATION

Die Bezeichnung "Formation d'Ait Ras" wurde von LEMARREC & JENNY (1980) für eine Folge von Mergeln und Dolomiten im Zentralen Hohen Atlas von Azilal eingeführt.

**Typus-Profil:** 2 Kilometer ENE der Ortschaft Ait Ras in der Region Demnat. Koordinaten: Profilanfang 350,5/127,0.

**Synonyme**

- "Lias inférieur" (ROCH 1939, CHOUBERT et al. 1956, VERDIER 1972).
- "Lias inférieur marno-calcaire" (LEVEQUE 1961).
- "Lias inférieur"(li) oder "Lias basal" (ROLLEY 1978).
- "Marnes versicolores et dolomies en plaquettes" (MONBARON 1985).
- "Formation d'Ait Ras" (JENNY 1988).

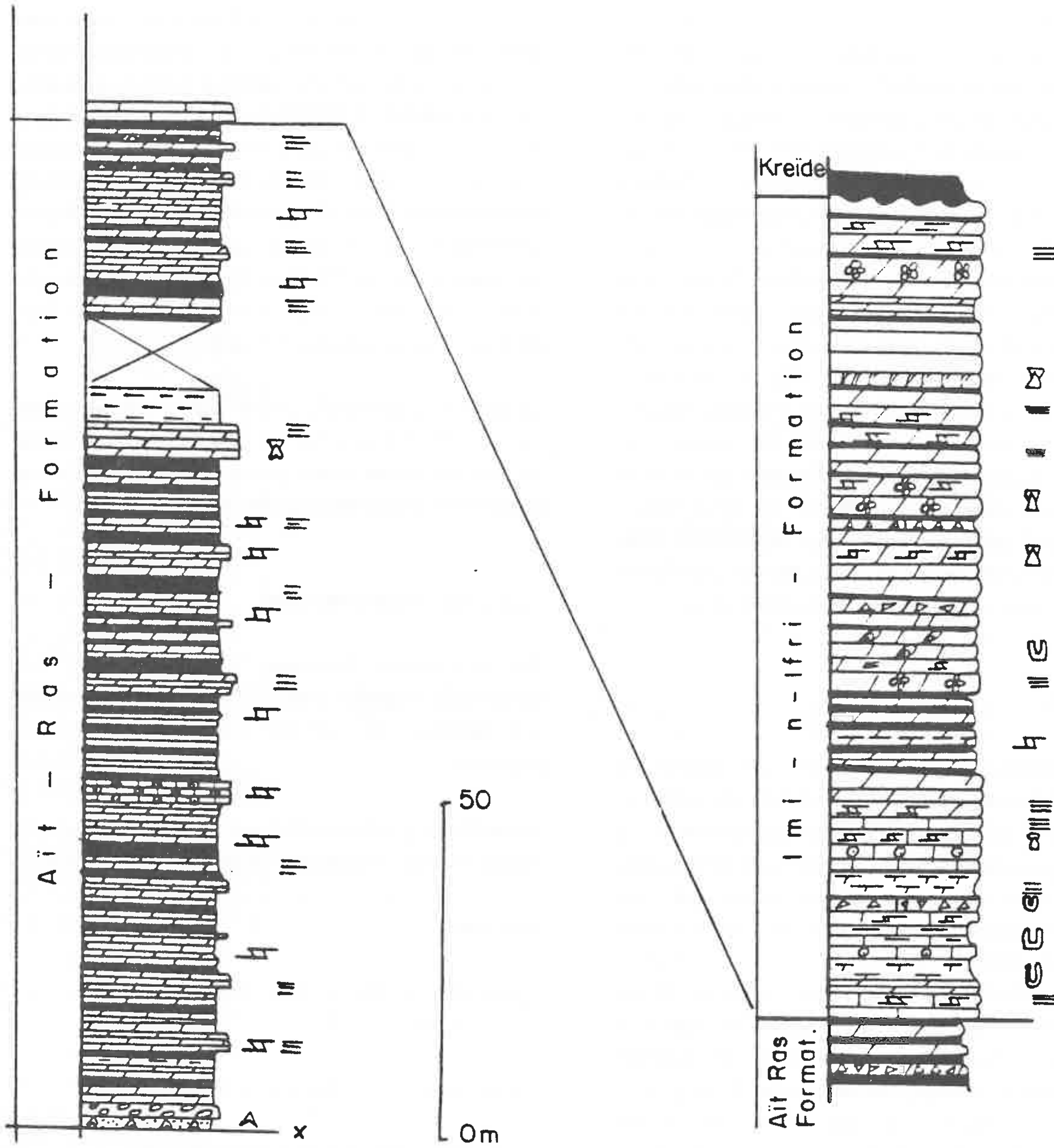



**Abb. 8:** Profile der Imi-n-Ifri- und Ait-Ras-Formation am Südrand des Zentralen Hohen Atlas bei Tamersguerouine. Zur Lage des Profils vgl. Abb. 5. Legende vgl. Abb. 7.

**Abgrenzung**

Im Untersuchungsgebiet ist die Untergrenze immer tektonisch maskiert, d.h. die untere Partie ist tektonisch bis zur Unkenntlichkeit beansprucht. Im Typus-Profil wurde sie von JENNY (1988) durch das Verschwinden der rötlichen Tone der Trias definiert. Die Obergrenze läßt sich im Gelände und in den Luftbildern durch den Farbumschlag von dunklen zu hellen Farbtönen und durch eine markante Schichtstufe aus den grobgebankten dolomitisierten Kalken der Imi-n-Ifri-Formation erkennen.

**Lithologie**

Charakteristich für die Gesteine der Ait-Ras-Formation (Abb. 8) sind die dünnbankigen Dolomite und die bunten dolomitischen Mergellagen. Die Dolomite bilden Barren von bis zu 2 m Mächtigkeit. Zwischen den Barren sind Wechsellagerungen von Dolomiten und dolomitischen Mergeln entwickelt. Die Formation zeigt einen charakteristischen weißlich-pudrigen Mergel-Horizont (etwa 1 m dick) im ganzen Arbeitsgebiet. Häufig finden sich in den Mergellagen resedimentierte Dolomitgerölle. Regelmäßig sind dolomitisierte sandige Mergel-Lagen eingeschaltet. Oolithische Karbonatsand-Barren sind selten. Im Gebiet von Azilal (JENNY, 1988) sowie im Untersuchungsraum sind Zellendolomite und häufige Laminite mit Fenstergefügen eingeschaltet. Lokal sind Konglomerate in der unteren Partie aufgeschlossen. In einigen Lokalitäten (Tamersguerouine) tritt Gips, aber tektonisch beansprucht, auf.

**Organismen**

Außer stromatolithischen Lagen ist die Formation im Arbeitsgebiet fossilfrei. Im Gebiet nahe Azilal erwähnte JENNY (1988) Brachiopoden.

**Mikrofazies**

Dolomitisierte Mikrite / Mudstones bis Wackestones und stromatolithische Boundstones sind wichtige Faziestypen des Karbonatanteils der Ait-Ras-Formation. Es handelt sich ausschließlich um dolomitisierte Mikrite, Pelmikrite und Intrapelmikrite.

Stromatolithische Lagen bilden oft eine 20-60 cm starke Bank, die durch ausgeprägte Laminationen und Fenstergefüge sowie durch ihre Komponenten - vor allen Peloide, Rindenkörner und Aggregatkörner - und durch ihre schichtparallelen Charakter Cyanobakterien als Erzeuger klar belegen. Pisoide sowie Pseudomorphosen nach Evaporiten sind lokal anzutreffen. Die mikritische Matrix ist unterschiedlich gebildet: Rötlicher tonreicher Mikrit, pelmikritische und feinkörnige Matrix. Bereichsweise ist ein rötlicher, pyritreicher Mikrit zu beobachten. Aufarbeitungsphänomene in den Stromatolith-Lagen sind auf periodische Stürme und/oder Bioturbation zurückzuführen.

Terrigene Quarzkörner sind vor allem in den dolomitichen Mergelsandsteinen angereichert, aber sie treten in kleinen Mengen auch in den anderen Faziestypen auf.

Die makroskopisch biodetritischen und oolithischen Karbonathorizonte sind unter dem Mikroskop nur schemenhaft zu erkennen.

**Milieu**

Die Gesteine der Ait-Ras-Formation markieren den Übergang von der siliziklastischen Sedimentation der Trias zur karbonatisch dominierten Sedimentation des Lias. Die Ablagerung der Ait-Ras-Formation erfolgte in randmarinen Supratidal-Bereichen (vgl. PURSER et al.1973). Organismen-Armut, Gips und Austrocknungsphenomäne (Trockenrisse, Zellendolomite und Fenstergefüge) weisen auf hypersalinare Bedingungen mit periodischen Emersionsphasen im Supratidal-Bereich hin (vgl. SHINN 1983). Aufarbeitungshorizonte und synsedimentäre Brekzien belegen episodische Sturmfluten, die wiederholt eine Umlagerung von halbplastischem Material verursachten. Dolomitlagen mit Ooiden in der oberen Partie deuten auf eine Zunahme der Perioden mit hochenergetischen Bedingungen. Sie wurden wahrscheinlich im Bereich küstennaher Karbonatsand-Barren abgelagert. Dies belegt einen Anstieg des Meeresspiegels während der Ablagerung der Ait-Ras-Formation.

**Verbreitung/Mächtigkeiten**

Die Verbreitung der Gesteine der Ait-Ras-Formation beschränkt sich auf die randmarinen Bereiche am Nord und Südrand des Zentralen Hohen Atlas (vgl. ROLLEY 1978, LEMARREC 1985 und JENNY 1988). Im Untersuchungsgebiet ist die Ait-Ras-Formation nur in den stark tektonisch beanspruchten Bereichen im südlichen Teil von Blatt Tinerhir nordöstlich von Tamersguerouine bis auf dem Blatt Tinjdad auf einem schmalen, aber langgestreckten Fläche aufgeschlossen. Präzise Mächtigkeiten können wegen der tektonischen Überprägung nicht angegeben werden. In Tamersguerouine beträgt die Mächtigkeit etwa

150 m. JENNY (1988) schätzte die Mächtigkeit im Typus-Profil auf 200 m.

**Alter**

Leitfossilien wurden im Arbeitsgebiet nicht gefunden. Im Atlas von Azilal nahm JENNY (1988) aufgrund des stratigraphischen Rahmens Unter-Lias an. Nach demselben Autor belegen *Terebratula mediterranea canavarii* DRESNAY und *Spiriferina tumida* DUBAR das Sinemurium.

### 2.2.1.2. IMI-N-IFRI-FORMATION

Die Bezeichnung "Formation d'Imi-n-Ifri" wurde am Nordrand des Zentralen Hohen Atlas für eine markant hervortretende Folge grobgebankter Dolomite von JENNY (1988) eingeführt.

**Synonyme**

- "Calcaires à spiriferines" nach ROCH (1939),
- "Lias inférieur" nach CHOUBERT et al. (1959) und LEVEQUE (1961),
- "Lias inférieur et moyen" nach ROLLEY (1978),
- "Pliensbachien inférieur" nach BURGESS & LEE (1978),
- Basale dolomitische Partien der "Formation de Bou Imoura" im Atlas von Beni Mellal nach MONBARON (1981),
- Basale und mittlere Partien der "dolomies et calcaires massifs de l'Idikel" im Zentralen Hohen Atlas von Rich und Tounfit nach STUDER (1980) und BERNASCONI (1983),
- Unit 1a am Nordrand des Zentralen Hohen Atlas im Raum von Midelt Jaffar nach LETSCH (1985),
- "Dolomies à Paléodasycladacées" im Mittleren Atlas nach DRESNAY (1988),
- Lokale Ausbildung der "Imouzzer-Formation" nach HAUPTMANN (1990),
- Lokale Ausbildung der "Formation des Ait Bou-Oulli" am Nordrand des Zentralen Hohen Atlas (Blatt Zawyat Ahançal) nach JOSSEN (1990).

**Typus-Profil**

Das Profil der Imi-n-Ifri-Formation bildet eine Fortsetzung der Ait-Ras-Formation. Es wurde 3 km östlich von Demnat entlang der Straße zur Natur-Brücke von Imi-n-Ifri aufgenommen. Koordinaten am Profilanfang: 350,8/126,9. Das Profil beginnt 150 m vom Café von Imi-n-Ifri.

**Abgrenzung**

Die Untergrenze ist mit dem Einsetzen dickgebankter Dolomite im Hangenden der dünnlagigen Dolomite der Ait-Ras-Formation festgesetzt. Topographisch entspricht diese Grenze einer markanten Steilstufe, die in den Luftbildern gut hervortritt (vgl. JENNY 1988). Die Obergrenze ist durch das Einsetzen einer Wechsellagerung roter Mergel und Kalke an der Basis der Ait-Bazzi-Formation definiert. Es kann auch eine Erosionsdiskordanz an der Grenze zu den Rotserien der Kreide vorkommen. Die Dolomite der Imin-Ifri-Formation sind lateral mit den Gesteinen der Jbel-Choucht-Formation verzahnt.

**Lithologie**

Bei den Gesteinen der Imi-n-Ifri-Formation (Abb. 8) handelt es sich um graue, dickbankige, dolomitisierte Kalke. Im Dekameter-Bereich (10-20 m) ist eine Zyklizität entwickelt. Die einzelnen Zyklen werden durch dünne Horizonte roter dolomitischer Mergel getrennt (Tamersguerouine). Laminationen sind in der unteren Partie sehr häufig. Im allgemeinen sind die Gesteine der Imi-n-Ifri-Formation stark verkarstet und umkristallisiert. Lokal sind oolithische und/oder biodetritische Kalke innerhalb der Serie eingeschlossen. Regelmäßig lassen sich dolomitische rote Mergel oder Tonsteine beobachten. Fenstergefüge, Onkoide und Laminationen sind häufig. Schrägschichtungen in Zusammenhang mit Ooiden sind selten. Derartige Laminite wurden von vielen Autoren (u.a. STUDER, 1980; BERNASCONI, 1983; HAUPTMANN, 1990) bei der Beschreibung vergleichbarer Serien erwähnt. Eisenoxid-Knollen und Mangan-Dendriten sind lokal relativ häufig eingeschaltet. Synsedimentäre Brekzien sind aus aufgearbeiteten Laminiten aufgebaut. Manche Brekzien sind sogar an die ursprüngliche Bank gebunden. Mit Hilfe dieser diagenetischen Brekzien läßt sich die inverse Lagerung der Imi-n-Ifri-Formation im südlichen Teil des Arbeitsgebietes belegen. Tepees sind vorhanden, aber im Verhältnis zur

Jbel-Rat-Formation selten.

**Organismen**

In der gesamten Serie dominieren stromatolithische Cyanobakterien-Matten. Daneben finden sich in kleinerem Umfang Lamellibranchiaten, Gastropoden und Seeigel-Stachel. Lamellibranchiaten sind lokal angereichert und können in isolierten Bänken sogar massenhaft auftreten. Große Lamellibranchiaten der Gattung Cochlearites bilden in der oberen Partie kleine Biostrome. Foraminiferen und Ostrakoden sind selten. Reste von Dacycladaceen, Solenoporaceen und umgelagerte Schwamm-Nadeln sind ebenfalls anzutreffen. Seltener sind jedoch größere Relikte von Schwämmen. Generell nimmt die Artendiversität sowie die Individuenzahl nach oben hin zu.

**Mikrofazies**

Die makroskopisch homogenen grobgebankten dolomitisierten Kalke zeigen unter dem Mikroskop zwei Gruppe von Mikrofaziestypen, die unter den Bedingungen einer Lagune mit zeitweiligen Emersionsphasen und Sturmfluten entstanden sind.

Pel , Oo , oder Intrasparite / Packstones: Der Sortierungsgrad der Komponenten ist mäßig bis gut. Der Gehalt an Biokomponenten ist oft gering. Dies wird in Verbindung mit hypersalinaren Bedingungen gebracht, die durch das Auftreten von Pseudomorphosen nach Evaporiten nachgewiesen sind. Am häufigsten sind Echinodermenreste, gefolgt von Lamellibranchiaten, Gastropoden, vereinzelten Foraminiferen und Algen, die z.T. Ooidkerne bilden. Unregelmäßig treten sekundäre Dolomit-Kristalle (Taf. 2, Abb. 1) Die sehr selten auftretenden Aggregatkörner zeichnen sich durch einen relativ schlechten Rundungs- und Sortierungsgrad aus. In einzelnen Proben sind Polyooide vorhanden. Unregelmäßig treten schwach bis stark dolomitisierte Intra-, Pel- oder Biomikrite bis Dismikrite/Wackestones bis Packestones auf. In einzelnen Proben sind die Komponenten oxydiert. Biogene können z.T. arenitisiert oder herausgelöst und in Sparit umkristallisiert sein. Bioturbation ist oft zu beobachten.

Die zweite Gruppe ist durch Cyanobakterien-Stromatolithe, die unregelmäßig in der Serie eingeschaltet sind, vertreten. Typisch für diese Gruppe ist der Wechsel von hellgelblichen und hellrötlichen Lagen, die stark von terrigenem Detritus beeinflußt sind. In den hellen Lagen bestehen die Komponenten aus Peloiden, mikritisierten Intraklasten und Terrigen-Detritus, die oft Mikrorinnen ausfüllen. Denkbar ist ein äolischer Transport für den terrigenen Detritus.

Ein sparitischer Mikrofazies-Typ kommt unregelmäßig vor. Eine Algen-Boundstone Fazies (Packstones bis Grainstones) kann durch schichtparallele Fenstergefüge, Peloide, Aggregatkörner und eckige Intraklasten nachgewiesen werden.

**Milieu**

Die dickbankigen Karbonatgesteine der Imi-n-IfriFormation wurden überwiegend im Supratidal- bis Subtidal-Bereich abgelagert. Dies wird durch Tepees, Bird's eyes und Laminationen und die relative Seltenheit mariner Organismen belegt (vgl. HAUPTMANN 1990).

Anreicherungen von Organismen in manchen Bänken und der monospezifische Charakter der Fossilien deuten auf restriktive Lebensbedingungen, wahrscheinlich auf Grund anormaler Salinitätsverhältnisse. DRESNAY (1979) erwähnte Anhydrit und Gips aus vergleichbaren Gesteinen im Östlichen Hohen Atlas. Dies könnte die Existenz abgeschnürter lagunärer Stillwasser-Bereiche des Intertidals bis Subtidals belegen. Synsedimentäre Brekzien entstanden entweder während starker Stürme oder durch periodische Emersion. Lokal sind derartige Brekzien auch an Gezeiten-Kanäle mit periodisch auftretenden starken Strömungen gebunden.

**Verbreitung/Mächtigkeiten**

Auf Blatt Tinerhir finden sich die Gesteine der Imi-n-Ifri-Formation entlang des Südrands des Hohen Atlas. Nach Norden verzahnen sie sich mit den Gesteinen der Jbel-Choucht-Formation. Am Nordrand des Zentralen Hohen Atlas beschrieb JENNY (1988) eine ähnliche laterale Entwicklung der Imi-n-Ifri-Formation. Während nach Westen der marine Charakter abnimmt, tritt nach Osten (Blatt Beni Mellal, MONBARON, 1982) eine hemipelagische Fazies an die Stelle der Imi-n-Ifri-Formation. Nach Süden entwickeln sich die Jbel-Rat-Formation und die Ait-Bou-Oulli-Formation (JOSSEN, 1990). Im Untersuchungsgebiet ist eine genaue Angabe über die Mächtigkeiten wegen der Tektonik und der Erosion schwierig. Im Profil von Tamersguerouine beträgt die Mächtigkeit etwa 140 m. Hier ist jedoch die obere Partie gestört oder erodiert und lokal von den Rotserien der Kreide überlagert. Für das Typus-Profil ermittelte JENNY (1988) eine Mächtigkeit von etwa 140 m. Im Atlas von Beni Mellal und im Mittleren Atlas (Causse moyen-atlasique und

südlicher Bereich des Zentralen Mittleren Atlas) schwanken die Mächtigkeiten vergleichbarer Gesteine (Imouzzer-Formation) um 200 m (HAUPTMANN, 1990).

**Alter**

Im Arbeitsgebiet läßt sich das Alter weder durch Ammoniten noch durch Foraminiferen bestimmen. Das Ablagerungsmilieu der Gesteine der Imi-n-Ifri-Formation hat keine direkte Beziehung mit dem Becken- Bereich. Es wurde von den Tiefwasser-Bedingungen durch die Riffgesteine der Jbel-Choucht-Formation getrennt. Lokal ist die Formation durch die Sedimente der Ait-Bazzi-Formation überlagert. Diese ist durch lituolide Foraminiferen (Orbitopselliden) ins Pliensbachium eingestuft. Aufgrund von Brachiopoden der Gattung Spiriferina stufte ROCH (1939) die Gesteine der Imi n Ifri Formation im Pliensbachium ein. Dagegen stellte DUBAR (1942) eine gleichartige Brachiopoden-Fauna in den Unteren Lias (Sinemur). Im Ostteil des Zentralen Hohen Atlas bei Tounfit und Rich stuften STUDER (1980) und BERNASCONI (1983) vergleichbare Serien ("Formation d'Idikel") aufgrund von Ammoniten (z.B.: *Arnioceras*, *Asteroceras*) in das Sinemurium ein.

### 2.2.1.3. JEBEL-RAT-FORMATION

Die Bezeichnung "Formation de Jbel Rat" wurde von JENNY (1988) am Nordrand des Zentralen Hohen Atlas für eine durch Tepee-Strukturen gekennzeichnete Karbonat-Folge eingeführt.

**Typus-Profil**: Aus drei Profilen (Ait Abas; Koordinaten am Profilanfang: 384/119,5. Jbel Rat; Koordinaten am Profilanfang: 374/102,5 und Nordflanke des Jbel Tarkedit) im Gebiet von Ait Bou Oulli (Blatt Azilal) setzte JENNY (1988) ein synthetisches Profil zusammen. Im Untersuchungsgebiet bezieht sich dieser Formationsname auf die untere Partie der "Formation de Jbel Rat" im Sinne dieses Autors.

**Synonyme**

- "Complexe jurassique" nach MORET (1930),
- "Lias inférieur" nach CHOUBERT et al. (1959) und LEVEQUE (1961),
- "Pliensbachien inférieur" nach BURGESS & LEE (1978),
- Untere Partie der "Formation de Jbel Rat" nach JENNY (1988),
- Lokale Ausbildung der "Imouzzer-Formation" nach HAUPTMANN (1990),
- "Formation de Tiranimine" nach JOSSEN (1990).

**Abgrenzung**

Im Arbeitsgebiet ist die Untergrenze nicht aufgeschlossen. Im Gebiet von Ait-Bou-Oulli wurde die Untergrenze durch das Einsetzen von dünnbankigen Ooidkalken und grauen Dolomiten definiert (JENNY 1988). Die Obergrenze ist durch das Verschwinden der Tepeestrukturen und durch das Einsetzen einer Wechselfolge von Kalken und roten Mergeln an der Basis der Aganane-Formation gekennzeichnet.

**Lithologie**

Charakteristisch für die Gesteine der Jbel-Rat-Formation (Abb. 9) sind die gebankten Dolomite mit Tepee-Strukturen, Fenstergefügen und Pisoiden. Große Partien der Formation sind stark umkristallisiert und verkarstet. Die Tepee-Strukturen , deren Spitzen meist brekziös sind, treten im Dezimeter- bis Meter-Bereich auf. Die Komponenten der Brekzien sind durch gelbliche Matrix gebunden (vgl. u.a. BURRI et al. 1973). Lokal treten Massendolomite auf. Im unteren Teil der Formation ist eine Folge gut gebankter Ooidkalke mit Schrägschichtungen entwickelt. Lokal können mitten in der Formation biodetritische Kalke auftreten.

**Organismen**

Die Seltenheit organischer Reste ist wahrscheinlich auf die starke Diagenese zurückzuführen. Lokal wurden schlecht erhaltene Ammoniten der Gattung *Holacoceras* gefunden. Foraminiferen der Gattung *Pseudopfenderina* (insbesondere *P. butterlini*) wurden im oberen Teil der Formation beobachtet. Auch umgelagerte Stücke von Lamellibranchiaten, Gastropoden und Echinodermen sind lokal angereichert. Außerdem sind mehr oder weniger beschädigte Reste von Dasycladaceen vorhanden. In den oolithischen und/oder biodetritischen Kalken der unteren Partie ist die Zahl der Individuen und Arten größer. Neben den Lamellibranchiaten, Gastropoden und Echinodermen (Seeigelstachel) finden sich solitäre Korallen und kleinwüchsige Foraminiferen.

**Mikrofazies**

Im allgemeinen ist die Jbel-Rat-Formation weitgehend dolomitisiert und umkristallisiert. Daher ist eine detaillierte Mikrofazies-Analyse fast unmöglich. Bereichsweise treten aber Kalkbänke und kalkige Flecken innerhalb der Massendolomite auf, in denen reliktische Strukturen von Organismen, Ooide, Onkoide und Intraklasten zu erkennen sind.

Es dominieren dolomitische Laminite mit schichtparallelen Fenstergefügen, die auf Cyanobakterien-Assoziationen zurückzuführen sein könnten. Zwischen den Laminiten treten schwach dolomitisierte Pel- oder Intrasparite/Packstones bis Wackestones mit typischen Pisoiden auf. In diesen Bereichen sind seltene Lamellibranchiaten-, Echinodermen-, und Gastropoden-Relikte eingeschaltet.

In Kombination mit Geländebeobachtungen ist ein Biointramikrit/ Wackestone bis Packstone (Taf. 4, Abb. 1) in den Massendolomiten zu erkennen. Hier sind neben Intraklasten Phantomstrukturen von Muscheln, Gastropoden, Echinodermen, vereinzelte Foraminiferen und Algen (*Cayeuxia*, *Orthonella*) sowie selten Ooide zu finden.

In einzelnen Proben treten schwach dolomitisierte Intra- oder Pel-Biosmikrite / Wackestones bis Packstones mit Pyrit-Anreicherungen (Taf. 3, Abb. 4) auf. Die Komponenten bestehen überwiegend aus Peloiden, gefolgt von Pisoiden, Intraklasten und Biogenen (Foraminiferen und Algen, z.B. *Cayeuxia* und *Orthonella*). Untergeordnet sind Glaukonit und vereinzelte Pseudomorphosen nach Evaporiten anzutreffen. Extraklasten (Quarzkörner) sind vorhanden. Sie deuten auf lokale Schüttungen hin, die möglicherweise durch Stürme ausgelöst wurden.

Die untere Partie ist durch biogenführende Oosparit-Grainstones bis -Packstones geprägt. Oft kann eine starke Drucklösung durch ausgeprägte Stylolithen nachgewiesen werden.

**Milieu**

Die Ablagerung der gut gebankten Dolomite erfolgte weitestgehend im Supratidal-Bereich. BURRI et al. (1973) führten die Entstehung vergleichbarer Faziestypen auf Temperaturschwankungen und die Verdunstung im Intertidal-Bereich auf arides Klima zurück. Zu vergleichbaren Ergebnissen kamen DRESNAY (1976) und BURGESS (1975) bei der Interpretation der Tepee-Fazies im Hohen Atlas. Zahlreiche Austrocknungsphänomene (Tepees, Bird's eyes, Pisoide, Trockenrisse) in Verbindung mit der Seltenheit mariner Organismen charakterisieren derartige Bereiche (vgl. SHINN 1983; HAUPTMANN, 1990). Ähnliche Phänomene finden sich in den rezenten Karbonatablagerungen der arabischen Küstenbereichen am Persischen Golf (PURSER & LOREAU 1973). Umgelagerte Organismen-Stücke und Ammoniten sind Relikte gelegentlicher Sturmfluten. Die schräggeschichteten Ooidsand-Barren in der unteren Partie der Formation wurden unter hochenergetischen Bedingungen im Intertidal-Bereich abgelagert.

**Verbreitung/Mächtigkeiten**

Die Tepee-Fazies der Jbel-Rat-Formation ist im Atlas-Gebiet weit verbreitet. Sie findet sich am Nord- und am Südrand des Zentralen Hohen Atlas (JENNY, 1988; MONBARON, 1985). DRESNAY (1976) erwähnte ähnliche Phänomene mit gleicher stratigraphischer Einstufung im Mittleren Atlas, im Östlichen Hohen Atlas und auf den "Hauts Plateaux" der Region von Oujda im Nordosten Marokkos. Ihre maximale Verbreitung erreichte die Tepee-Fazies gegen Ende des Unteren Lias. Im Untersuchungsraum ist die Jbel Rat-Formation auf die Region von Todrha beschränkt. Die Mächtigkeit im Todrha-Profil beträgt 150 m.

**Alter**

Im Todrha-Gebiet wurde ein Ammonit der Gattung *Holacoceras* in den gebankten Dolomiten der JbelRat-Formation gefunden, wodurch das Sinemurium belegt wird. Weitere leitende Makrofossilien in dieser Formation wurden nicht gefunden (vgl. JENNY 1988). Auf der Basis von Foraminiferen der Art *Pseudopfenderina butterlini* (BRUN 1962) stufte SEPTFONTAINE (1986) die Serien der Jbel-Rat-Formation in der Region der Todrha in die Biozone C1, d.h. Ober-Sinemurium bis Unter-Carixium ein. Am Nordrand des Zentralen Hohen Atlas wurde die Tepee-Fazies dagegen im Mittleren bis Oberen Sinemurium abgelagert (SEPTFONTAINE 1986). Ebenfalls in das Ober-Sinemurium stellte JENNY (1988) eine vergleichbare Fazies vom Nordrand des Zentralen Hohen Atlas bei Azilal.

**2.2.1.5. TODRHA-FORMATION**

Die Bezeichung Todrha-Formation wurde für eine Abfolge von Turbiditen und Flachwassergesteinen mit Gleitkörpern und Patch-Riffen des unteren Lias am Südrand des Zentralen Hohen Atlas eingeführt (MILHI, 1992).

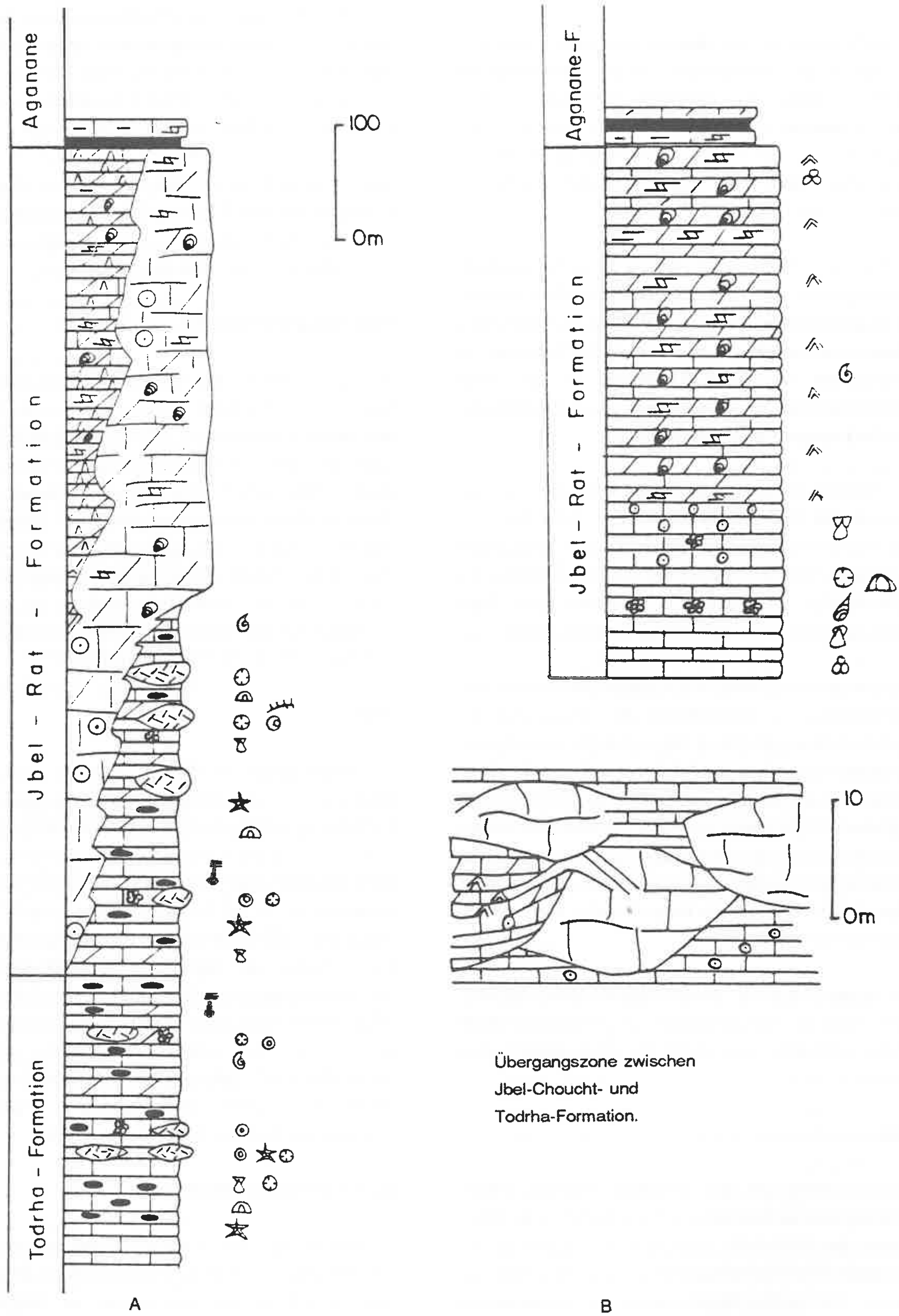



**Abb. 9:** Profil der Todrha und Jbel-Rat-Formation am Südrand des Zentralen Hohen Atlas; Akka-n-Igoulzene (A), Assif-n-Todrha (B). Zur Lage des Profils vgl. Abb. 5. Legende vgl. Abb. 7.

**Synonyme**

- "Complexe jurassique" (MORET, 1930),
- "Lias inférieur" ( CHOUBERT et al., 1956; LEVEQUE, 1961),
- "Calcaires et marnes à brachiopodes marocains du Sinémurien" (DUBAR, 1962),
- "Pliensbachien inférieur" (BURGESS & LEE, 1978).

**Typus-Profil** (Abb. 10): Akka-n-Igoulzene am Südrand des Zentralen Hohen Atlas, etwa 15 km nordwestlich von Tinerhir an der Verbindungsstraße Tinerhir-Tamtatoucht. Koordinaten am Profilanfang: 110,4/481,2, am Profilende: 110,9/480,9.

**Lage des Profils**: Der aus mindestens 400 m mächtigen gebankten und massigen Karbonatgesteinen (Todrha- und Jbel-Rat-Formation) bestehende Abschnitt liegt an der linken Seite des Akka-n-Igoulzene gegenüber der Todrha-Schlucht. Das Profil verläuft vom Sattel-Kern in nördliche Richtung und endet mit einer Wechselfolge, bestehend aus roten Mergel/Karbonatgesteinen, an der Basis der Aganane-Formation.

**Abgrenzung**

Die Untergrenze ist nicht bekannt. Sie sollte dem Fazieswechsel der im allgemeinen klastischen Sedimente der Ait-Ras-Formation des transgredierenden Jurameeres entsprechen. Lateral verzahnt sie sich mit den massigen Kalken der Jbel-Choucht-Formation und mit den Dolomit-Schichten der Jbel-Rat-Formation. Die Obergrenze ist durch den Farbumschlag von der grauen in die roten Kalk/Mergel-Wechselfolge an der Basis der Aganane-Formation markiert.

**Lithologie**

Die Todrha-Formation (Abb. 10) besteht aus gebankten und massigen Kalken. Die gebankten Kalke haben zunächst eine Stärke im Dezimeter-, in der oberen Partie der Folge im Meter-Bereich. Die Kalke sind biodetritisch. Es lassen sich oft Gradierungen, Feinschichtungen und Mergel-Lagen beobachten. Intraformationelle Mikrobrekzien sind lokal in die gradierten Lagen eingeschaltet. Kiesel-Knollen oder Lagen kommen im allgemeinen in den oberen Partien der Bänke vor.

Ab dem mittleren Teil des Profils Akka-n-Igoulzene sind die massigen Kalke in Meter- bis DekameterBereich eingeschaltet. Sie sind durch resedimentierte Blöcke und patch-reefs (Schwämme, Algen und Korallen) vertreten. Nach DRESNAY et al. (1978) handelt es sich bei diesen Blöcken um Gleitkörper am Fuß eines Hanges, der von einer Plattform in ein Becken abfällt. In Akka-n-Igoulzene und nördlich von J. Tazlout sind tatsächlich Rutschkörper eingeschaltet, deren Fazies den Massenkalken der Jbel-Choucht-Formation entspricht. An ihrer Basis läßt sich eine Brekzisierung beobachten. Es ist zu beobachten, daß der Dolomitisationsgrad sowie der Anteil an Kieselknollen und patch-reefs zum Hangenden hin zunehmen. Die Korallen bilden die Hauptgerüstbildner der patch-reefs in der oberen Partie.

**Organismen**

Innerhalb der gebankten Kalke dominieren Lamellibranchiaten und Echinodermen (Crinoiden und Echiniden). Daneben sind Gastropoden, solitäre Korallen und Algen zu finden. Außerdem kommen vereinzelte Foraminiferen und Ostrakoden vor. Gerüstbildner der patch reefs sind in der unteren Partie vor allem Schwämme in Assoziation mit Algen. Untergeordnet können auch Korallen vorkommen. Anreicherungen von Lamellibranchiaten und Echinodermen können in regelrechten Schill-Lagen auftreten. Die Fossil-Häufigkeit nimmt nach oben hin zu. In der oberen Partie bilden die Korallen die Haupt-Gerüstbildner.

Es ist zu beobachten, daß die Fossilführung der Turbidit-Bänke oft gering ist. Wahrscheinlich haben Umlagerungsprozesse das Wachstum der Fauna beeinträchtigt. Ammoniten-Bruchstücke wurden in schlechter Erhaltung gefunden.

**Mikrofazies**

Die Gesteine der Todrha-Formation umfassen Turbidite, biodetritische Kalke und Schwamm-Algen- oder Korallen-Boundstones. Boundstones treten als kleindimensionierte Bioherme im Meter-Bereich auf. Untersuchte Proben ließen verschiedene Faziestypen erkennen.

- Partiell ausgewaschene Intrasparrudite: Sie bestehen aus ruditischen und arenitischen Intraklasten und Peloiden. Zwischen den ruditischen, mikritisierten Intraklasten treten manchmal Hohlräume auf, die teils sparitisch gefüllt sind. Als Biokomponenten kommen Echinodermen (Crinoiden und

Echiniden), die in allen Proben zu finden sind, Lamellibranchiaten, kleinwüchsige Foraminiferen (*Miliolidae*), vereinzelte Bryozoen und Algen sowie Serpuliden vor. In der Symbiose mit Algen bilden *Nebuculare* (inkrustierende Foraminiferen) lokal Girvanella-Onkoide.

- Biogenführende Pelmikrite / Wackestones: Es treten neben Peloiden Lamellibranchiaten, Echinodermen, Filamente und onkoidartige Algen-Krusten auf. Schwamm-Fragmente oder -Nadeln sind nicht zu beobachten. Selten ist eine Einregelung der Komponenten zu beobachten, die auf Strömungsphänomene zurückzuführen ist.

- Schwamm-Mikroben-Boundstones (Taf. 4, Abb. 4 und 3): Dieser Faziestyp entwickelt sich oft im Randbereich der Bioherme. Makroskopisch sind zahlreiche rifftypische Organismen wie Korallen oder Schwamm-Stücke und Lamellibranchiaten zu beobachten. Im Gegensatz zu den Intrasparruditen sind hier Schwamm-Fragmente oder -Nadeln (Taf. 4, Abb. 5 und 6) mehr oder weniger vorhanden. Oft ist Serpel-Bewuchs an Schwamm-Bruchstücke oder Zweiklapper-Fragmente gebunden. Daneben schwimmen in mikritischer, aber auch in sparitischer Matrix Peloide und Intraklasten neben vereinzelten Individuen von Foraminiferen sowie Echinodermen- und Gastropoden-Resten. Bindstone-artige Krusten treten relativ häufig auf. In Symbiose mit inkrustierenden Foraminiferen bilden Algen *Girvanella*-Onkoide. Der Nukleus ist ein Korallen- oder Schwamm-Stück. In einzelnen Proben sind außerdem Peloide und Aggregatkörner vorhanden, die in Verbindung mit Fenstergefügen Cyanobakterien-Boundstones nachweisen.

- Gravitative Eventstones: Als Riffschutt aus benachbarten Riffgesteinen der Jbel-Choucht-Formation und aus den Biohermen tritt dieser Faziestyp häufig auf. In mikritischer Matrix schwimmen ruditische und untergeordnet arenitische Intraklasten und Biokomponenten (Echinodermen, Lamellibranchiaten, Gastropoden, vereinzelte Foraminiferen und Algen). Die Matrix kann manchmal sparitisch sein. Lokal finden sich auch umgelagerte Pisoide und Intraklasten mit Pseudomorphosen nach Evaporit-Mineralien.

- Feinkörnige Biomikrite / Mudstones bis Wackestones: Turbidit-Bänke zeigen oft einen fossilarmen bis -freien Mikrit mit karbonatischen und terrigenen Detritus. Biogene sind oft arenitisiert und sparitisiert. Nur selten sind vollständige Foraminiferen (*Miliolidae*) und Echinodermenreste anzutreffen. Feindisperser Pyrit ist häufig vorhanden. Dies kann eine periodisch stagnierende Wasser-Zirkulation in einem abgeschlossenen Becken belegen, wobei es auf ein anaerobes und anoxisches Milieu hindeutet (SCHOLLE et al., 1983).

**Milieu**

Die geographische Verbreitung der Gesteine der Todrha-Formation zeigt, daß die Sedimente in einem schmalen, langgestreckten Trog abgelagert wurden. Der Trog endet wenige Kilometer nordöstlich vom Typus-Profil und läßt sich kontinuierlich in einem sich nach SW vertiefenden Subtidal-Bereich verfolgen. Proximale Turbidite mit feinkörnigen Biomikriten/Mud- bis Wackestones sowie Rutschkörper der unmittelbar benachbarten Jbel-Choucht-Formation deuten darauf hin, daß zumindest lokal ein Relief vorhanden gewesen sein muß.

Übergangssedimente zwischen den beiden Formationen (Todrha- und Jbel-Choucht-Formation) wurden aus der Verzahnung der linsenförmigen Massenkalke und gebankten Kalke (vgl. SEUFERT, 1986) am Akka-n-Igoulzene und nördlich von J. Tazlout nachgewiesen. Hangtypische Sedimentationsphänomene wie Blöcke, Umlagerungen und Resedimentation von Flachwasser-Organismen belegen die Existenz benachbarter Plattformbereiche (vgl. HAUPTMANN, 1990). Die Assoziation von Riffbildnern und Riffbewohnern (Schwamm-Bakterien-Patch-Riffe ) belegen nach CREVELLO & HARRIS (1984) eine Wassertiefe von 50-150 m. Neben Umlagerungen feiner Komponenten gab es auch Sedimentverfrachtungen großen Ausmaßes (intraformationelle Brekzien) durch Sturmfluten. Die Aufarbeitung teilweise verfestigter Sedimente könnte zur Umgestaltung des Reliefs im Sedimentationsraum beigetragen haben. Das erklärt auch den häufig zu beobachtenden plötzlichen Fazies-Wechsel (vgl. HÜSSNER, 1985). Die Faziestypen belegen ein warmes, gut durchlichtetes, sauerstoffreiches Wasser mit normaler Salinität. Ooide und Anreicherungen von Flachwasser-Organismen in manchen Kalkbänken könnten als Umlagerungen interpretiert werden. Aufgrund ihrer Lage nordwestlich der Jbel-Choucht-Formation, der Fossilführung und dem turbiditischen Charakter mancher Bänke sind die Gesteine der Todhra-Formation als Hangablagerung anzusehen. Dadurch bildet sie eine Übergangszone zu den Tiefwasser-Ablagerungen der Jbel-Aberdouz- und der Jbel-Ouchbis-Formation. Die Ersetzung der Schwämme durch Korallen und andere Flachwasser-Organismen (Lamellibranchiaten, Gastropoden, Echiniden) entspricht einer Verflachung in der oberen Partie der Formation.

**Verbreitung/Mächtigkeiten**

Im Arbeitsgebiet sind die Gesteine der Todrha-Formation lateral zu denen der Jbel-Choucht-Formation aufgeschlossen. Sie befinden sich im südlichen Bereich der liassischen Serien. Ihre Mächtigkeit im Typus-Profil beträgt etwa 250 m, aber sie nimmt nach Südwesten zu und erreicht mehr als 400 m am J. Tazlout. Wegen der känozoischen Tektonik und der schlechten Aufschlüsse ist ihre Mächtigkeit im allgemeinen geschätzt worden. Einige Kilometer nordöstlich vom Typus-Profil verschwindet die Formation und verzahnt sich mit den Gesteinen der Jbel-Choucht-Formation. Sie verschwindet auch im südwestlichen Teil des J. Tazlout.

**Alter**

Im Todrha-Gebiet ist die Todrha-Formation von der Aganane-Formation überlagert. Foraminiferen der Familie *Lituolidae* belegen in der unteren Partie der Aganane-Formation die Biozone B nach SEPTFONTAINE (1984, 1986). Sie entspricht dem oberen Sinemurium bis unteren Carixium. Im Typus-Profil fand DUBAR (1952) in der unteren Partie der Todrha-Formation pyritisierte Ammoniten, die mit Vorbehalt in das Hettangium eingestuft wurden. Daneben hatte er ein Domerium-Alter an den lateral äquivalenten Massenkalken der Jbel-Choucht-Formation bestimmt. Die Verzahnung der oberen Partie der Todrha-Formation mit der Aganane-Formation zeigt, daß sie in das Carixium eingestuft werden kann.

**2.2.1.4. AGOULZI-FORMATION**

Die Bezeichnung Agoulzi-Formation wird für eine Serie laminierter Kalke und Dolomite mit synsedimentären Brekzien und Slumping-Strukturen eingeführt. Die Aufschlüsse der Serie sind auf Boutonnières beschränkt.

**Synonyme**

- "Complex jurassique" nach MORET (1930),
- "Calcaires à Spiriférines" nach ROCH (1939),
- "Lias inférieur" nach CHOUBERT et al. (1959) und LEVEQUE (1962),
- "Plienbachien inférieur" nach BURGESS & LEE (1978),
- "Calcaires à laminations" nach HADRI (1987),
- "Formation d'Ait Bou Oulli" nach JENNY (1988),
- Teil der "Calcaires et dolomie à bird's eyes et laminites" der "Formation d'Ait Bou Oulli" nach JOSSEN (1990).

**Typus-Profil:** Südöstliche Flanke der "Boutonnière" von Agoulzi entlang der Agoulzi-Schlucht. Koordinaten am Profilanfang: 140,1/490,4, am Profilende: 138,6/490,9.

**Abgrenzung**

Wegen ihrer Beschränkung auf die Störungszonen sind die Gesteine der Agoulzi-Formation stark tektonisiert, oft überkippt oder auch als Schuppen innerhalb der triassischen Rotserien eingeschaltet. Damit ist die Abgrenzung der Formation schwer zu definieren. In der Boutonnière von Ikerzie läßt sich die Untergrenze mit dem stratigraphischen Kontakt erkennen. Sie ist durch das Einsetzen der Karbonatsedimentation über triassischen Magmatiten definiert. In der überwiegenden Anzahl der Lokalitäten ist der Kontakt zu den Gesteinen im Liegenden immer tektonisch. Die Obergrenze läßt sich nur in der Boutonnière von Agoulzi bestimmen. Sie ist durch das Auftreten der gebankten Kalke mit den Schwamm-Algen-Biohermen und Silex Knollen der Jbel-Aberdouz-Formation definiert. Die Laminite der Agoulzi-Formation können sich lateral mit den Kalken der Jbel-Aberdouz-Formation und den Riff-Gesteinen und Karbonatsand-Barren der Jbel-Choucht-Formation verzahnen.

**Lithologie**

Charakteristisch für die Gesteine der Agoulzi-Formation (Abb. 10) sind feinlaminierte Kalke und Dolomit-Bänke mit Fenstergefügen, Slumping und synsedimentären Brekzien. Im Untersuchungsgebiet überlagern sie die triassisch-liassischen Basalte und Tonsteine. Wie die Gesteine der Jbel-Rat- und der Imi-n-Ifri-Formation sind die lateralen Äquivalente der Agoulzi-Formation weitgehend dolomitisiert. Es lassen sich regelmäßig brekzisierte Horizonte und Rutschfalten (Slumping) erkennen.

In der Störungszone von Tafraout sind schwärzliche Kalke und feinlaminierte Dolomite in Form von Schuppen eingeschaltet. Austrocknungsphänomene wie Brekzisierung, Trockenrisse und Loferite sind regelmäßig anzutreffen.

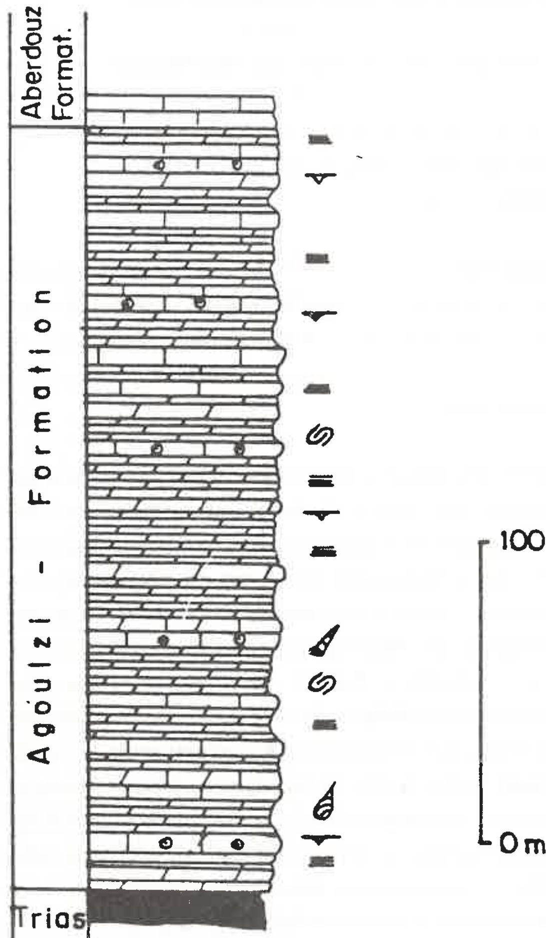



Abb. 10: Profil der Agoulzi-Formation bei Agoulzi. Zur Lage des Profils vgl. Abb. 5. Legende vgl. Abb. 7.

Die Laminite werden in unregelmäßigen Abständen von oolitischen Kalken getrennt.

**Organismen**

Neben den häufigen stromatolithischen Matten ist die Faunendiversität relativ arm. Es können monospezifische Organismen-Anreicherungen z.B. von Brachiopoden vorkommen. Lokal bilden diese sogar massenhafte Anreicherungen (Boutonnière von Ikerzie). Seltener finden sich dagegen Gastropoden und Ostrakoden. STUDER (1980) erwähnte in vergleichbaren Gesteinen Koprolithen vom Typ *Parafavreina*.

**Mikrofazies**

Im Arbeitsgebiet findet sich die Agoulzi-Formation in allen Boutonnières, die Ränder verschiedener Becken waren. Sie ist durch stromatolithische Cyanobakterien-Matten gekennzeichnet.

Wegen der starken Dolomitisierung und Umkristallisation ist eine detaillierte Beschreibung der Mikrofaziestypen oft schwierig. Diese konnten nur aufgrund einzelner Proben und in Kombination mit Geländebeobachtungen definiert werden.

Stromatolithische Algen-Boundstones: Sie zeigen eine feinschichtige Wechsellagerung zwischen dunklen mikritisierten und hellen sparitisierten Lagen. Im mikritischen Bereich sind zumeist runde Komponenten (Peloide) und Intraklasten zu beobachten. Charakteristisch für diese Fazies sind die Hohlraum- und Fenstergefüge, die auch makroskopisch zu beobachten sind. Sie sind in der Regel parallel zur Schichtung angeordnet.

**Milieu**

Die Gesteine der Agoulzi-Formation wurden in einem sich kontinuierlich vertiefenden Intertidal- bis Subtidal-Bereich abgelagert. Stromatolithische Organismen-Assoziationen belegen einen Supra- bis Intertidal-Bereich. Austrocknungsphänomene deuten auf periodische Emersionsphasen hin. Rutschfalten und Slumping charakterisieren die erste Absenkungsphase im Untersuchungsgebiet (vgl. HAUPTMANN, 1990). Das entspricht einer Hangposition. Das Auftreten von Schwämmen in der hangenden Formation belegt, daß der Ablagerungsraum mit der Zeit tiefer wurde. Die Sedimentationsbedingungen der Agoulzi-Formation wurden durch kontinuierliche Bewegung entlang der Störungszonen kontrolliert. Die Hypothese von EVANS & KENDALL (1977) und CHOUBERT et al. (1962), nach der der Ablagerungsraum sich schnell vertiefte, wird damit belegt.

**Verbreitung/Mächtigkeiten**

Die Verbreitung der Agoulzi-Formation beschränkt sich auf die Ränder der Intraplattform-Becken im Unteren Lias. Die Gesteine dieser Formation sind nur in den Boutonnières entlang der Störungszonen aufgeschlossen. Synsedimentäre Bewegungen an diesen Störungszonen sind für den gesamten Jura evident. Im Ostteil des Zentralen Hohen Atlas bei Tounfit und Rich wurden vergleichbare Serien von STUDER (1980) und BERNASCONI (1983) in der unteren Partie der "Formation d'Idikel" erwähnt. Eine ähnliche Fazies wurde an der Basis der Turbidite am Oued Enzala und Foum Tilicht entlang der Straße von Errachidia nach Midelt beobachtet. Wegen der tektonischen Stellung sind genaue Angaben zu den Mächtigkeiten schwierig. Im Typus-Profil beträgt die Mächtigkeit 260 m. Im Profil vom Jbel Masker (Hoher Atlas von Tounfit) gab STUDER (1980) für die Laminite der unteren Partie der "Formation d'Idikel" 50 m an.

**Alter**

Die Formation kann nur indirekt datiert werden. Die ältesten Karbonat-Sedimente sind sicher liassischen Alters; wahrscheinlich wurde sie im Sinemur abgelagert. Sie überlagern die Rotserien und Magmatite der Trias und des tiefsten Lias (DRESNAY, 1979). Indirekte Datierungen durch die Ammoniten-Faunen in der Jbel-Aberdouz-Formation im Bereich des Zentralen Hohen Atlas (DUBAR 1960-62, in STUDER 1980) führten zu einer Einstufung in das Sinemurium.

**7.2.2.1.6. AIT-BAZZI-FORMATION**

Die Bezeichnung "Formation d'Ait Bazzi" wurde von LEMARREC & JENNY (1980) für eine Serie zellulärer Dolomite ("Dolomies caverneuses jaunatres") im westlichen Teil des Zentralen Hohen Atlas eingeführt.

**Synonyme**

- "Lias moyen à faciès lagunaire" (ROCH, 1939),
- "Lias supérieur" (LEVEQUE, 1961),
- "Faciès laguno-évaporitique" (ROLLEY, 1978),
- "Formation d'Ait Bazzi, Pliensbachien" (JENNY & JOSSEN, 1982),
- "Unité marno-dolomitique" (SEPTFONTAINE, 1986),
- "Formation d'Ait Bazzi" (JOSSEN, 1990),

**Typus-Profil**: Ait Bazzi südwestlich der Demnat-Störung an der Verbindungsstraße Jbel Arous - Ait Bazzi (Blatt Azilal 1/100.000).

**Lage des Profils im Arbeitsgebiet**: Das Profil beginnt ca. 1 km östlich des Dorfes Tizgui am rechten Ufer des Akka-n-Tizgui. Die Formation ist in der Umgebung von Tizgui überkippt. In den Arbeiten von SEUFERT (1986) und ZYLKA (1988) wurde die Lagerung der Serie irrtümlich für normal gehalten. Dadurch wurde sie als Unterer statt Mittlerer Lias eingestuft.

**Abgrenzung**

Die Untergrenze wird von einer Wechselfolge biodetritischer Kalke und roter oder grüner Mergel gebildet. Diese entspricht der unteren Partie der Aganane-Formation. Die Obergrenze ist durch das Einsetzen der liassischen Rotserien mit Sandsteinen, Siltiten und roten Mergeln definiert.

**Lithologie**

Die untere Partie der Ait-Bazzi-Formation (Abb. 11) setzt sich aus einer Wechselfolge gut gebankter Kalke mit Blöcken von Meter- bis Dekameter-Größe und roten Mergeln zusammen. Sie zeigt mehr Ähnlichkeiten mit der Aganane-Formation. Im Hangenden tritt eine mächtige Serie von gut gebankten, laminierten Dolomiten auf. Die cm- bis dm-dicken Kalkbänke sind durch dünnschichtige, dolomitisierte grüne Mergeln getrennt.

Charakteristich für die Formation sind die gelblichen Dolomit-Laminationen mit kleinen Hohlräumen, die wahrscheinlich durch Auswaschung des Ton-Anteils (vgl. JENNY, 1988) verursacht sind. Der Mergel-Anteil nimmt nach oben zu. Mitten in der Serie ist eine Wechselfolge grüner Mergel und laminierter Dolomite entwickelt. Gips ist in geringeren Mengen vorhanden. Häufig sind Schrägschichtungen und Slumping zu beobachten. Intraformationelle Brekzien, deren Elemente zum Teil noch zu ursprünglichen Lagen gebunden, sind und Schrägschichtungen zeigen, daß die Serie in der Region Tizgui überkippt ist.

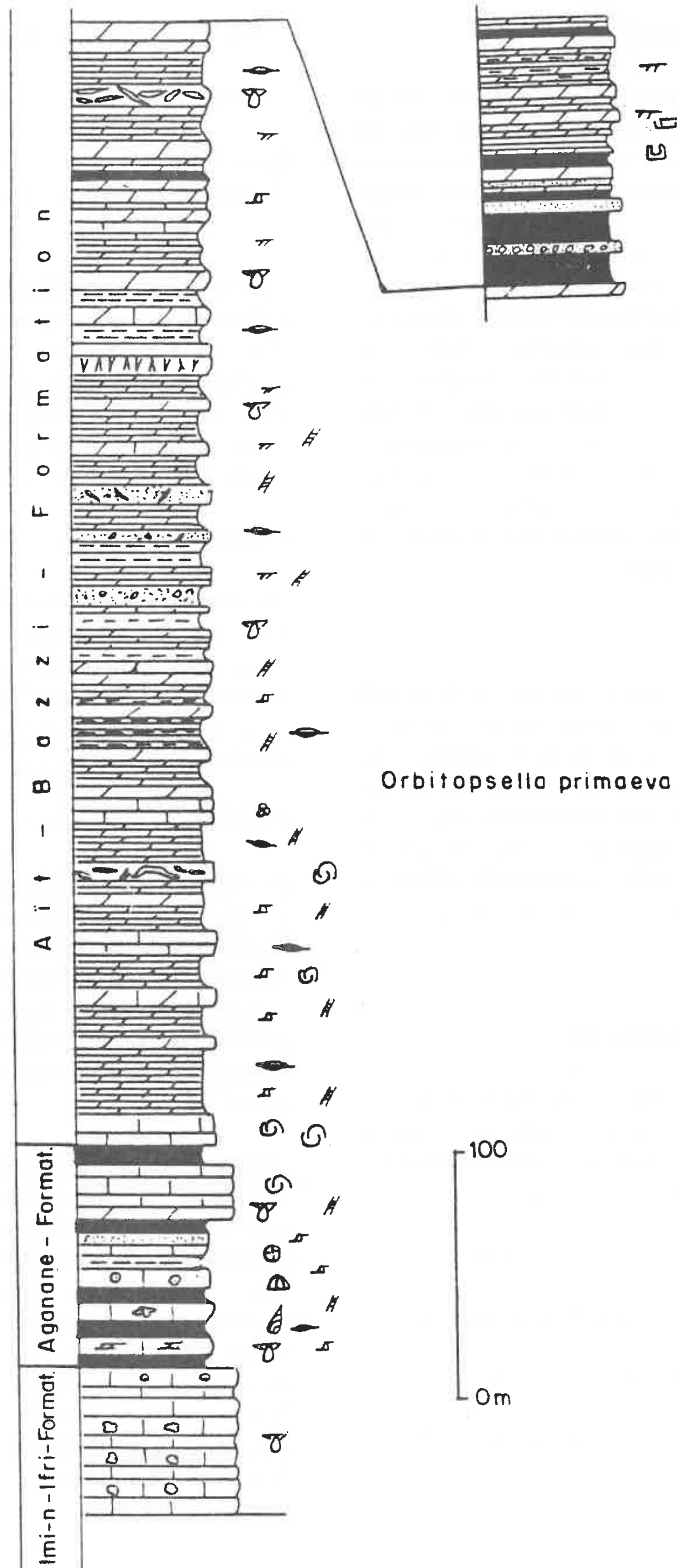



**Abb. 11:** Profil der Ait Bazzi-Formation am Südrand des Zentralen Hohen Atlas bei Tizgui. Zur Lage der Profile vgl. Abb. 5. Legende vgl. Abb. 7.

**Organismen**

Das Organismen-Spektrum ist relativ schmal. Es beschränkt sich vor allem auf Lamellibranchiaten, wobei die großwüchsigen (*Lithiotis*, *Cochlearites*) kleine

Biostrome bilden. Gastropoden, Foraminiferen (Lituoliden) und Algen (z.B. Dasycladaceen) sind vorhanden. Aufgrund der starken Diagenese sind die Fossilien aufgelöst und könnten nur selten identifiziert werden. Die Laminationen sind wahrscheinlich auf stromatolithische Cyanobakterien-Assoziationen zurückzuführen.

**Mikrofazies**

Charakteristische Mikrofaziestypen der Karbonatanteile in der Ait-Bazzi-Formation sind stromatolithische Cyanobakterien-Boundstones und Bio/Pelmikrite. In den unteren grauen mittel- bis grobgebankten Kalken handelt es sich überwiegend um Biomikrite bis -sparite.

- Dolomitisierte stromatolithische Boundstones: Sie sind regelmäßig in die Serie eingeschaltet und bestehen aus einer planaren gelben und hellen Laminationen-Wechsellagerung. In den gelben Lagen treten in dismikritischer bis mikrosparitischer Matrix Peloide und Intraklasten auf. Lokal schalten sich Mikrobrekzien in vertikalen Mikrorissen ein. Diese werden in Verbindung mit periodischen Austrocknungsphänomenen gebracht. Unregelmäßig schaltet sich ein fossilfreier Packstone- bis Grainstone-Faziestyp (Taf. 1, Abb. 6) in die Serie ein. Durch Fenstergefüge, die etwa schichtparall angeordnet sind und durch ihre Komponenten (Peloide, Aggregatkörner, Rindenkörner) ist die Bedeutung von Cyanobakterien-Tätigkeit für die Genese dieses Faziestyps belegt. Geoden, die oft bis in Zentimeter-Größe auftreten, wurden durch die Auflösung der Biokomponenten oder Ton-Knollen verursacht.

- Bio-, Pelmikrite / Mudstones bis Wackestones: Peloide oder Biogene sind die Hauptkomponenten. Biogene sind oft arenitisiert, meist herausgelöst und sparitisch gefüllt. Sie sind durch Echinodermen, Gastropoden, Lamellibranchiaten, Foraminiferen und Ostrakoden-Schalen vertreten. Daneben treten vereinzelt Ooide, Pisoide, terrigene Quarzkörner und Malachit auf. In einzelnen Proben ist ein fein disperser Pyrit zu beobachten.

- Bio-, Intra-, Oosparite / Packstones bis Grainstones: In der sparitischen oder mikrosparitischen Matrix überwiesen Biogene, Intraklasten oder Ooide im Wechsel. Untergeordnet sind Peloide, Aggregatkörner, Rindenkörner vorhanden. Als Biogene können großwüchsige Foraminiferen der Familie der Lituoliden stellenweise sehr angereichert sein. Daneben sind Gastropoden, Echinodermen, Lamellibranchiaten und Algen (*Cayeuxia*) vorhanden. In vielen Proben sind die Komponenten total oder z.T. mikritisiert und schwach bis stark dolomitisiert. In einzelnen Proben bilden ruditische Intraklasten und/oder Biogene Biointrasparrudite-Packstones. Lokal kann die Matrix aus einem schwach bis stark ausgewaschenen Mikrit bestehen.

**Milieu**

Das eingeschränkte Organismen-Spektrum und die Evaporite sprechen für ein restriktives Ablagerungsmilieu des flachen Intertidal- bis Supratidal-Bereiches. PURSER (1980) beschrieb dieselben Phänomene von Sebkhas im Persischen Golf. Siliziklastika und Schrägschichtungen dürften auf periodische Schüttungen aus benachbarten Erosionsbereichen zurückgeführt werden. Die Aufarbeitung teilweise bereits verfestigten Materials, die Umlagerung einzelner Komponenten sowie Verfrachtungen größeren Ausmaßes (intraformationelle Brekzien) belegen episodische Stürme.

JENNY (1988) interpretierte die Sedimente der Ait-Bazzi-Formation im Typus-Profil als Ablagerungen einer Lagune oder Sebkha. Sie bilden einen Übergang zwischen den kontinentalen Sedimenten der Wazzant-Formation (JENNY, 1988) und der flach subtidalen bis intertidalen Aganane-Formation.

**Verbreitung/Mächtigkeiten**

Am Südrand des Zentralen Hohen Atlas ist die Ait-Bazzi-Formation nördlich des "accident sudatlasique" aufgeschlossen. Im Arbeitsgebiet ist sie selten in stratigraphischer Normal-Position. Angaben über Mächtigkeiten schwanken zwischen 50-100 m (JENNY, 1988) und 450 m.

Die Gesteine der Ait-Bazzi-Formation sind im Arbeitsgebiet südlich der Aganane-Formation aufgeschlossen. Entweder sind die beiden Formationen direkt verzahnt oder durch die Jbel-Choucht-Formation getrennt.

Am Nordrand des Zentralen Hohen Atlas bedeckt die Formation weitere Bereiche südlich des "accident de Demnat" und verzahnt sich nach Norden mit der Aganane-Formation (JENNY, 1988).

**Alter**

Nach SEPTFONTAINE (1984) ist die "Unité marnodolomitique" (d.h. die Ait-Bazzi-Formation) diachron. Sie setzt in der Biozone C1 ein und verschwindet an der Basis der Biozone E. Die Biozonen C1 bis E sind dem Zeitabschnitt Oberes Sinemurium bis Mittleres Domerium zuzurechnen. Im Arbeitsgebiet belegen Orbitopselliden Carixium bis mindestens Unter-Domerium. Wegen der stratigraphischen Umrahmung und der Korrelation mit der Aganane-Formation stufte JENNY (1988) die Ait-Bazzi-Formation im westlichen Teil des Zentralen Hohen Atlas in das Pliensbachium ein.

**2.2.1.7. AGANANE-FORMATION**

JENNY & COUVREUR (1985) führten die Bezeichnung "Formation d'Aganane" für die liassischen Zyklen der Karbonat-Plattform im Zentralen Hohen Atlas ein. SEPTFONTAINE (1984, 1985, 1986) beschrieb diese Formation ausführlich in verschiedenen Lokalitäten des Zentralen Hohen Atlas, des Mittleren Atlas und des Rif. Er stellte eine auf lituolide Foraminiferen basierende Biozonen-Gliederung auf. HAUPTMANN (1990) beschrieb neue Profile im Mittleren Atlas.

Typus-Profil: Ungefähr 16 km südlich Azilal oberhalb der Ortschaft Aganane (JENNY & COUVREUR 1985).

Lage des Profils im Arbeitsgebiet: Das Profil beginnt mit dem Verschwinden der Tepee-Fazies nördlich von Akka-n-Oukoudene an der Verbindungsstraße Tinerhir-Tamtatoucht. Entlang des Oued Todrha ist die Schichtfolge dieser Serie bis Sidi Mohamed-n-Tmassint aufgeschlossen. Der Profilverlauf folgt im unteren Bereich der linken Talseite bis Akka-n-Taghia. Die Reste der Schichtfolge wurden in nördlicher Richtung senkrecht zum Jbel Louh aufgenommen.

**Synonyme**

- "Faciès lagunaire" des Mittleren Lias nach ROCH (1939),
- ji2 (Mittler Lias) nach CHOUBERT & al. (1959),
- "Pliensbachien supérieur" nach BURGESS & LEE (1978),
- Lm (Domerium) nach ROLLEY (1978),
- Höhere Flachwasser-Karbonate der "Formation de Bou Imoura" im Atlas von Beni Mellal (MONBARON 1981),
- " Calcaires et dolomies massives à Opisoma" nach BERNASCONI (1983),
- "Membre calcaire inférieur" der "Formation calcaire de Ameftah" auf der "causse moyen-atlasique" und im "Moyen Atlas plissé" (EL ARABI et al. 1986),
- Aganane-Formation nach HAUPTMANN (1990),
- "Formation d'Aganane" nach JOSSEN (1990).

**Abgrenzung**

Die Grenze zur Jbel-Rat-Formation ist durch einen Farbumschlag von Grau nach Rot und mit dem Verschwinden der Tepees der Jbel-Rat-Formation markiert. Die Obergrenze ist definiert durch das Einsetzen der Rotserien der Tafraout-Formation 4. Charakteristisch für das Arbeitsgebiet ist die Verzahnung der Aganane-Formation mit der Riffbarriere der Jbel-ChouchtFormation, welche ihrerseits in die Mudstone/Wackestone-Fazies (Jbel-Aberdouz- und Jbel-Ouchbis-Formation) des Becken-Bereiches übergeht.

**Lithologie**

Es lassen sich in dieser Formation unterschiedlich dimensionierte Kalkzyklen beobachten. Zwei Wechselfolgen (Abb. 12) von gut gebankten unreinen Kalken und roten Mergeln mit Mächtigkeiten im Dekameter-Bereich sind an der Basis und mitten in der Serie eingeschaltet. Der hellgraue, manchmal rötliche Kalk, der in Dezimeter- bis Meter-starken Bänken ansteht, ist biodetritisch und teilweise sehr fossilreich. Der kontinentale Einfluß ist besonders innerhalb der beiden Kalk/Mergel-Wechselfolgen dokumentiert. Häufig sind Trockenrisse.

Die Bänke, die vom SEPTFONTAINE (1985) als elementäre Sequenzen bezeichnet wurden, bilden Megasequenzen bis zu 20 m Dicke. Im allgemeinen nimmt die Mächtigkeit der Bänke innerhalb einer Megasequenz von unten nach oben ab. Megasequenzen werden oft von einer dünnen Lage rötlicher Mergel und stromatolithischer Lagen

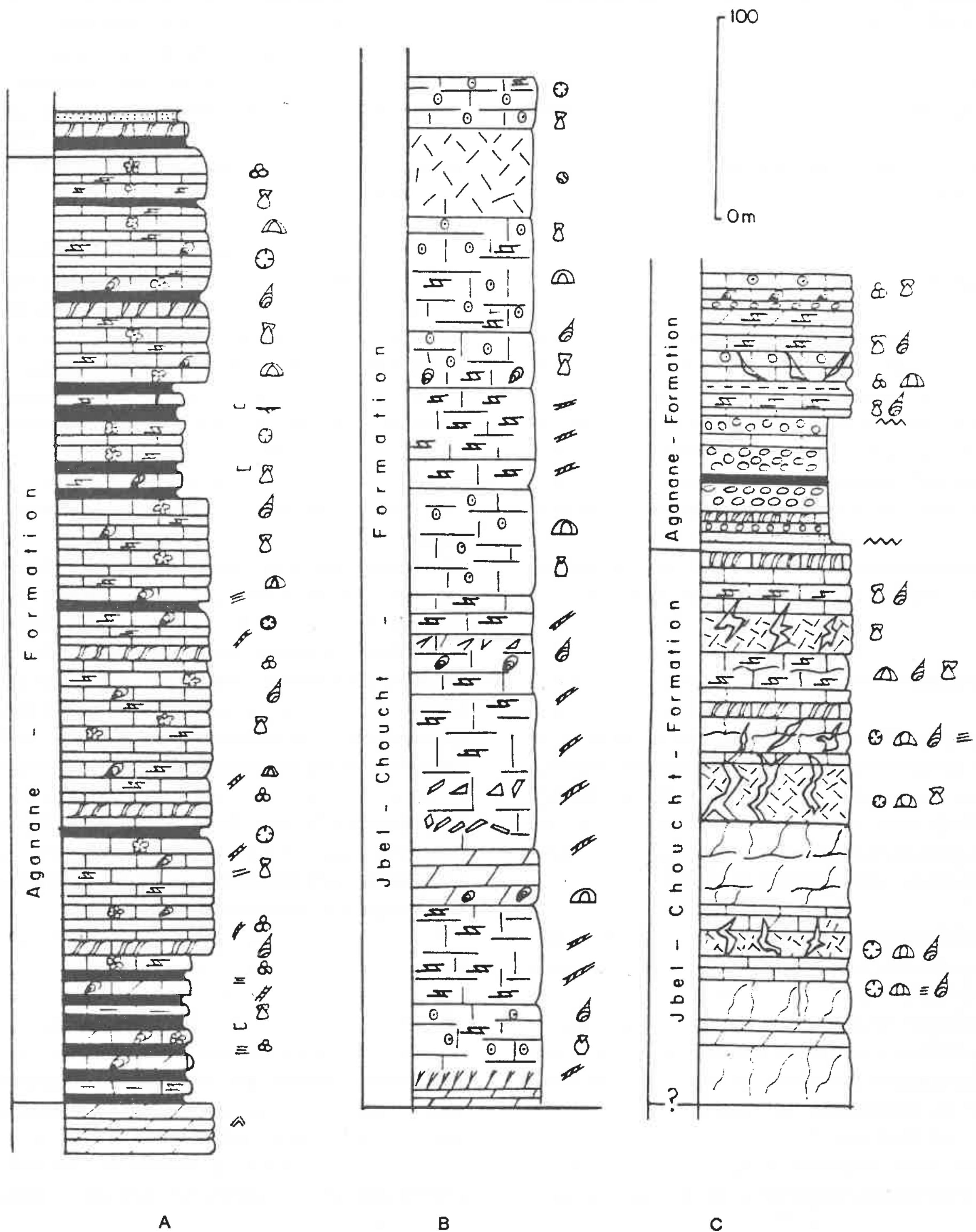



**Abb. 12:** Profile der Aganane- und Jbel-Choucht-Formation bei Oued-Todrha (A), Akka-n-Imetchedifene und Jbel Choucht (C) (Blatt Zawyat Ahançal). Zur Lage des Profile vgl. Abb. 5. Legende vgl. Abb.7.

in Verbindung mit Austrocknungsphänomenen (Trockenrisse, Fenstergefüge, Pisoide) abgeschlossen. Vereinzelt kommen Tempestit-Horizonte vor.

In der Boutonnière von Talmest (MILHI 1983) ist die Basis der Aganane-Formation durch einen bis zu 60 m mächtigen Konglomerat-Horizont mit Einschaltungen roter Mergel gekennzeichnet. Die Mächtigkeit dieses Horizont nimmt nach Südwesten ab.

**Organismen**

Die Aganane-Formation zeigt eine besonders hohe Faunendiversität. Dabei sind zum Teil dickschalige Lamellibranchiaten (*Perna*, *Megalodontidae*, *Cochlearites*, *Lithiotis*, *Opisoma*) außergewöhnlich großwüchsig (bis 1 m Größe). Sie bilden manchmal breite Biostrome. Daneben finden sich Gastropoden, Echinodermen, Brachiopoden, Ostrakoden, solitäre Korallen und Algen (Dasycladaceen, Taf. 3, Abb. 5, Solenoporaceen). Weit verbreitet sind auch lituolide Foraminiferen, Cyanobakterien und Thaumatoporellen. Schwämme fehlen in der Aganane-Formation.

**Mikrofazies**

Die Aganane-Formation ist durch ein reiches Fossilinventar und verschiedene Mikrofaziestypen gekennzeichnet. Es lassen sich Biomikrite/Mudstones bis Wackestones, Bio- und/oder Intrasparite/Packstones bis Grainstones und Biopelmikrite/Wackestones sowie stromatolithische Boundstones und Eventstones nachweisen.

- Biopelmikrite / Wackestones: Sie dominieren in den unteren und mittleren Abschnitten. Die Matrix kann partiell ausgewaschen sein (Taf. 3, Abb. 3). Hier ist das Organismen-Spektrum relativ arm. Es beschränkt sich im wesentlichen auf großwüchsige Lamellibranchiaten (*Megalodontiden*, *Cochlearites*, *Opisoma*, *Perna*), vereinzelte Echinodermenreste und Gastropoden.

In den anderen Abschnitten der Aganane-Formation können die Mikrofaziestypen innerhalb einer Bank unterschiedlich sein.

- Bio-, Intra-, Oo-, und Pelsparite / Packstones bis Grainstones: Der Biogenanteil besteht aus Lamellibranchiaten, Gastropoden, Echinodermen (Echiniden und Crinoiden), Algen (*Palaeodasycladus mediterraneus*, *P. elongatus Solenoporaceen*, *Thaumatoporella*, *Cayeuxia*, *Orthonella*), Foraminiferen (*Orbitopsella primaeva* HENSON (1948), *O. praecursor* GÜMBEL, *Pseudopfenderina* sp., *Mayncina* sp., Bryozoen und solitären Korallen. In einzelnen Proben sind große Algen-Onkoide sowie vereinzelte Aggregat- und Rindenkörner vorhanden. Komponenten, vor allem Ooide, sind oft schwach bis stark mikritisiert. Der Sortierungsgrad der Komponenten schwankt von schlecht bis mäßig gut.

- Bio-, Oo- und Pelmikrite / Wackestones bis Packstones: Abhängig von den Schliffen überwiegen Ooide, Biogene (Taf. 3, Abb. 1), oder Peloide. Untergeordnet sind Onkoide anzutreffen. Der Biogen-Anteil zeigt keine großen Unterschiede zu den sparitischen Mikrofaziestypen. Unregelmäßig sind Pseudomorphosen nach Evaporiten anzutreffen. Die Matrix kann oft ein schwach bis stark ausgewaschener Mikrit sein.

- Algen-Boundstones: Häufig schalten sich in den oberen Partien der Bänke Laminite ein (Taf. 1, Abb. 4) . Als Komponenten treten Peloide, Aggregatkörner, Rindenkörner und vereinzelte Algen auf , die auf die Tätigkeit von Mikroorganismen (Algen) hinweisen (vgl. HAUPTMANN 1990). Eckige Intraklasten sind stellenweise vorhanden. Fenstergefüge sind häufig (Taf. 1, Abb. 1 und Abb. 2). Daneben sind Onkoide, die z.T. zerbrochen und wieder umkrustet sind, Pseudomorphosen nach Evaporiten und Mikrobrekzien sowie vereinzelte Quarzkörner anzutreffen.

Schlecht sortierte Biomikrite-Oosparite / Eventstones (Taf. 2, Abb. 6) sind gelegentlich durch umgelagerte Intraklasten, die manchmal bis 4 cm groß sind, sowie Reste von Korallen, Zweiklappern und Dasycladaceen dokumentiert.

**Milieu**

Die höhere Faunendiversität weist im allgemeinen auf normale Salinitätsbedingungen und warmes, gut durchlichtetes Wasser hin. *Lituolidae* und Palaeodasycladaceen gelten meist als Anzeiger für geschützte Lagunen-Böden unterhalb der Wellenbasis (FLÜGEL 1982). Das Ablagerungsmilieu der Aganane-Formation schwankt zwischen dem Supratidal- und dem flachen Subtidal-Bereich.

Die Mikrofazies-Analyse zeigt, daß jede Bank einem elementaren regressiven Zyklus entspricht. Innerhalb einer Bank ist die Basis oft sparitisch und fossilreich, zur Mitte wird die Fossilführung geringer, und es entwickeln sich Onkoide. Oben treten Pisoide und Fenstergefüge in

mikritischer Fazies auf. Regressive Megazyklen (10-20 m) wurden in Verbindung mit globalen Meeresspiegelschwankungen und mit der regionalen tektonischen Entwicklung interpretiert (vgl. Hauptmann 1990). Möglicherweise entspricht der klastiche Einfluß der beiden Kalk-Mergel-Wechsellagerungen einer globalen Regression, die sich auch im Zentralen Hohen Atlas ausgewirkt hat. Aufarbeitungshorizonte und Umlagerungen weisen auf episodische Stürme hin.

**Verbreitung/Mächtigkeiten**

Die ausgedehnten Aufschlüsse der Aganane-Formation in flacher Lagerung sind charakteristisch für den Mittleren Lias am Süd- und Nordrand des Zentralen Hohen und des Mittleren Atlas (Causse moyen-atlasique, südwestlicher Bereich des Zentralen Mittleren Atlas und in der Umgebung der Haute Moulouya; HAUPTMANN 1990). Abhängig von dem Ablagerungsbereich ist die Mächtigkeit der Formation sehr unterschiedlich. Im Typus-Profil erreichet die Mächtigkeit 430 m (JENNY 1988). Das Profil in der Region der Todrha hat eine Mächtigkeit von 450 m.

**Alter**: Ober-Sinemurium - Domerium (Foraminiferen Biozonen B bis D nach SEPTFONTAINE 1984, 1986).

Die Datierung der Aganane-Formation wurde im Arbeitsgebiet durch die weite Verbreitung lituolider Großforaminiferen belegt. Im Todrha-Profil treten Foraminiferen der von SEPTFONTAINE definierten Biozonen B, C1, C2, D auf. Diese gehören zum Oberen Sinemurium bis Domerium. Folgende Arten sind für die einzelnen Biozonen charakteristisch: *Lituosepta recoarensis* CATI (1959) (C1), *Orbitopsella primaeva* HENSON (1948) (C2), *Orbitopsella praecursor* GÜMBEL (C3), *Orbitopsella dubari* HOTTINGER (1967) (C3), *Pseudocyclamina liasica* HOTTINGER (1967) (E).

Südöstlich von Ait Blal ( Zentraler Höher Atlas) fand ROCH (1939) den Ammoniten *Arieticeras* cf. *algovianum* (OPPEL) im oberen Teil der Formation. Dieser belegt das Mittlere Domerium (in DUBAR & MOUTERDE 1978). Dagegen sind die großwüchsigen Lamellibranchiaten (z.B. Megalodontiden) keine charakteristischen Fossilien für das Carixium, weil sie auch im Domerium, im Toarcium und vielleicht im Bajocium vorkommen.

### 2.2.1.8. JBEL-CHOUCHT-FORMATION

Die Jbel-Choucht-Formation wurde im Zentralen Hohen Atlas von SEPTFONTAINE (1986) beschrieben. Diese Bezeichnung gilt für die liassische Karbonatfolge des Plattform-Randes.

Typus-Profil: Jbel Choucht ca. 10 km nordwestlich Zawyat Ahançal auf der Nordwestseite der Boutonnière von Talmest (MILHI, 1983). Koordinaten: Profilanfang 147,6/427,8, Profilende 148/427,3.

**Synonyme**

- Mittelliassische Riff-Fazies (calcaires construits) nach DRESNAY (1962),
- Riff-Fazies mit Korallen und dickschaligen Zweiklappern in Plattformrand-Position nach DRESNAY (1971b, 1972, 1977),
- Sonderausbildung der Jbel-Aberdouz-Formation und der Jbel-Ouchbis-Formation in der Region Ait Henini nach STUDER (1980),
- Unit 1b im Zentralen Hohen Atlas südlich Midelt nach LETSCH (1985),
- "Formation de Bou Imoura" im Atlas von Beni Mellal nach MONBARON (1985),
- Jbel-Choucht-Formation nach HAUPTMANN (1990),
- "Formation de Jbel Choucht" im Zentralen Hohen Atlas (Blatt Zawyat Ahançal) nach JOSSEN (1990).

**Abgrenzung**: Die Jbel-Choucht-Formation verzahnt sich im Arbeitsgebiet lateral mit den Zellen-Dolomiten der Ait-Bazzi-Formation, den Karbonatischen Zyklen der Aganane-, den Kalk/Mergel-Wechselfolgen der Jbel-Ouchbis, und den schwarzen Kalken der Jbel-Jbel-Aberdouz Formation.

**Lage der Profile im Arbeitsgebiet**: Profile der Jbel Choucht-Formation wurden an zwei Stellen aufgenommen. Das erste Profil: siehe Typus-Profil. Das zweite Profil wurde in Akka-n-Imetchedifene südwestlich der Todrha-Schlucht aufgenommen. Weitere Beobachtungen wurden in den Schluchten von Tarakhsa und Dadès gemacht.

**Lithologie**

Charakteristisch für die Jbel-Choucht-Formation (Abb. 12) sind die Massen- oder grobgebankten Riffkalke und Ooidsand-Barren. Biodetritische Kalke mit dickschaligen Lamellibranchiaten-Biostromen treten oberhalb der Korallenkalke auf (MILHI, 1983; SEPTFONTAINE, 1986). Laminationen, Fenstergefüge, Pisoide und Trockenrisse sind häufig In Talmest sind zahlreiche Mineralisationen (Blei, Zink, Kupfer) an den Karst der Jbel-Choucht-Formation gebunden. Die Jbel-Choucht-Formation in der Region Todrha - J. Tazlout ist besonders durch Algen-Boundstones und eine *Favreina*-Koprolithenfazies gekennzeichnet.

**Organismen**

Außer in der Region Todrha - J. Tazlout dominieren in der unteren Partie der Jbel-Choucht-Formation Korallen. Assoziiert sind Seeigel (*Atlasaster*), Lamellibranchiaten, Gastropoden, Schwämme (*Chladocoropsis*) und Algen (Palaeodasycladus). Innerhalb der Kalksand-Barren dominieren großwüchsige, teils dickschalige Lamellibranchiaten (*Lithiotis*, *Cochlearites*, Megalodonten, *Opisoma*, *Perna*). Neben den Gastropoden und Echinodermen sind Foraminiferen der Familie *Lituolidae* am Jbel Wawrirout (Talmest) vorhanden. SEPTFONTAINE (1984, 1986) und HAUPTMANN (1990) beschrieben jedoch keine Lituoliden im Hohen und Mittleren Atlas in dieser Formation. Ammoniten und Belemniten wurden vor allem im Dadès Profil vereinzelt angetroffen. In der Region Todrha - J. Tazlout führen die Massenkalke der Jbel-Choucht-Formation zahlreiche Koprolithen vom Typus *Favreina*. Eine vergleichbare Anreicherung an *Favreina*-Koprolithen findet sich im westlichen Teil des Zentralen Hohen Atlas südlich des Stausees von Bin El Ouidane an der Basis der Bankkalke innerhalb einer der Jbel-Aberdouz-Formation entsprechenden Serie. Von dieser Lokalität beschrieb HAUPTMANN (1990) eine 5 m mächtige Barre, die vollständig aus mehr oder weniger stark aufgearbeiteten *Favreina*-Koprolithen aufgebaut ist. Taumatoporellen und Favreinen sind charakteristische Biogene der Jbel-Choucht-Formation in dieser Region.

**Mikrofazies**

Bei Beschränkung auf Riff-Bereiche und Karbonatsand-Barren sind die Mikrofaziestypen der Jbel-Choucht-Formation durch Boundstones, Eventstones, Biomikrite/Mudstones bis Wackestones und Biosparite oder Oosparite/ Packstones bis Grainstones charakterisiert.

- Gravitative Eventstones: Am Rand des Riff-Bereiches in der Region Todrha - J. Tazlout ist dieser Mikrofaziestyp häufig. Intraklasten, Peloide, Aggregatkörner, Onkoide und vereinzelte Ooide, Mollusken-, Echinodermen- und Algen-Schutt sowie einzelne Foraminiferen, die oft in partiell ausgewaschenen Mikrit schwimmen, sind vorhanden. Dabei ist stellenweise Intrasparit mit seltenen Biogenen nachgewiesen. Das entspricht hypersalinaren Bedingungen. Die sparitische Matrix, die normalerweise als Indikator für ein hochenergetisches Milieu angesehen wird, könnte diagenetisch entstanden sein (MAZZULO & BIRDWELL 1989).

Anderswo treten Korallen-Fragmente oft umkristallisiert auf, wobei die Zwickel zwischen den Koralliten mit Mikrit gefüllt sind. Daneben sind primäre Hohlräume meist sparitisiert oder dolomitisiert. Makroskopisch sind zahlreiche Riffschutt-Organismen, u.a. Korallen und großwüchsige Lamellibranchiaten, zu beobachten.

- Algen-Boundstones: Häufig sind mitten im Riff die Massenkalke in der Todhra - J. Tazlout-Region aus schwach ausgewaschenen Mikrit Wackestones bis -Packstones gebildet. Die Komponenten bestehen im allgemeinen aus Peloiden gefolgt von Intraklasten, Rindenkörnern, Aggregatkörnern und vereinzelten Onkoiden. Der Biogen-Anteil ist durch Algen (*Cayeuxia*, *Orthonella*, *Taumatoporella*), Foraminiferen sowie Lamellibranchiaten, Gastropoden und Echinodermen vertreten. Favreinen können stellenweise sehr angereichert sein. Schwammnadeln und Korallen wurden nur selten beobachtet. In vielen Proben sind Fenstergefüge zu beobachten.

Am Jbel Choucht sowie in den Tarachsa- und Dadès-Schluchten sind die Gesteine der Jbel-Choucht-Formation, die relativ jünger als diejenigen der Todrha sind, durch Boundstones/Baffelstones und Korallen-Framestones besonders geprägt. In den Baffelstones dominieren blaugrüne Algen und Peloide. Untergeordnet sind Onkoide, Aggregatkörner und Foraminiferen. Fenstergefüge und Bohrlöcher, die z.T. geopetal gefüllt sind, kommen ebenfalls vor. Die Korallen-Framestones bestehen aus großen Korallen-Stöcken, die oft umgelagert sind, sowie aus Lamellibranchiaten, Echinodermen und Bryozoen.

In den Karbonatsand-Barren der Jbel-Choucht-Formation sind Intra-, Oo-, Bio- oder Pelsparite / Packstones bis Grainstones anzutreffen. Die Biogen-Anteile bestehen aus Lamellibranchiaten, Gastropoden, Echinodermen, Foraminiferen (u.a. Lituolideen) und Algen (*Taumatoporella*,

*Cayeuxia*, *Orthonella*). In einzelnen Proben sind die Biokomponenten herausgelöst und die Komponenten mikritisiert. Unregelmäßig treten Biomikrite-Mudstones bis -Wackestones auf, in denen Foraminiferen (Lituolideen), Ostrakoden und Calpionellen zu bebachten sind. Onkomikrite-Wackestones bis -Packstones treten selten auf.

**Milieu**

Die Mikrofazies-Typen der unteren Partie der Jbel-Choucht-Formation dokumentieren eine hohe Wasser-Energie.

Die Verbreitung der Aufschlüsse in einem schmalen Streifen über eine große Länge (über 50 km, z.B. von Ait Oudinar im SW Teil von Blatt Tinerhir bis zum Jbel Boutouri auf Blatt Tinjdad im NW und die Verzahnung mit den Karbonatgesteinen des Plattform-Bereichs (Aganane-Formation) und mit den Ablagerungen des Becken-Bereiches (Jbel-Ouchbis-, Jbel-Aberdouz- und Tagoudite-Formation) geben dieser Formation innerhalb des Arbeitsgebietes den Charakter einer Riff-Barierre. Fenstergefüge, Trockenrisse, Pisoide und paläopedologische Strukturen (SEPTFONTAINE, 1984) weisen in der oberen Partie auf periodische Emersionsphasen hin. Das Ablagerungsmilieu der Jbel-Choucht-Formation schwankt zwischen den Bedingungen des flachen Subtidals bis Supratidals. Umgelagerte Ammoniten und Belemniten belegen jedoch episodische Sturmfluten.

**Verbreitung/Mächtigkeiten**

Wegen ihres Ursprungs in einer Riffbarriere sind die Gesteine der Jbel-Choucht-Formation auf schmale, langgestreckte Aufschlüsse beschränkt. Im Zentralen Hohen Atlas bilden sie oft Talhänge der Boutonnières. Die Beschränkung dieser Formation auf die Störungszonen (Tafraout- Talmest-, Jbel Aroudane-, Jbel Azourki-, Tizi-n-Tghatene-Störung, Accident "nord-moyen- atlasique" (vgl. HAUPTMANN, 1990) findet ihre Ursache in Schwellen, welche durch synsedimentäre Bewegungen entlang dieser Störungen entstanden waren und zeitweilig Supratidal- oder Intertidal-Bedingungen erzeugten (vgl. HAUPTMANN, 1990). Im Mittleren Atlas (Bereich des Causse du Guigou) ist die Jbel-Choucht-Formation ab dem Oberen Carixium in Form von patch-reefs (EL ARABI, 1986) vertreten.

Genaue Angaben Über die Mächtigkeiten sind kaum möglich. Wegen der Tektonik und der ungünstigen Aufschlüsse fehlt immer die Basis. Die Obergrenze der Jbel-Choucht-Formation ist im Arbeitsgebiet durch eine Erosionsdiskordanz gekennzeichnet. Am Jbel Wawrirout bei der Boutonnière von Talmest (Blatt Zawyat Ahançal 1/100 000) beträgt die Mächtigkeit 450 m (MILHI, 1983). Aus dem Mittleren Atlas nannte HAUPTMANN (1990) Mächtigkeiten von 40 und 80 m.

**Alter**

In den Profilen von Talmest und aus der Dadès Schlucht wurden Ammoniten gefunden. Die am Top gefundenen Ammoniten (JOSSEN, 1983) des Profils vom Jbel Choucht belegen die Grenze Carixium-Domerium. Am Top des Profils aus der Dadès-Schlucht belegen Ammoniten der Gattung *Coeloceras* das Unter- bis Mittel-Domerium. Indirekt wurde die Jbel-Choucht-Formation durch die Verzahnung mit der Jbel-Ouchbis- und der Jbel-Aberdouz-Formation datiert. Tatsächlich belegen zahlreiche Ammoniten des Ait Touksine Profils (Abb. 13) Ober-Carixium bis Unter-Toarcium.

**2.2.1.9. JEBEL-ABERDOUZ-FORMATION**

Die Bezeichnung " calcaires lités de Jbel-Aberdouz" wurde von STUDER (1980) für eine Serie dunkler welliger Bankkalke mit oder ohne grüne Mergel-Zwischenlagen am Nordrand des Zentralen Hohen Atlas von Tounfit eingeführt.

**Typus-Profil**: Flanke des Jbel Jbel-Aberdouz ca. 4 km südlich der Ortschaft Tazarine. Koordinaten: Profilanfang 183,20/524,20, Profilende 187,25/522 (STUDER, 1980).

**Synonyme**

- "calcaires lités de Jbel-Aberdouz" südlich der Haute Moulouya nach STUDER (1980),

- "Calcaires lités de l'Aberdouz" im Zentralen Hohen Atlas von Rich nach BERNASCONI (1983),

Untere Partie von Unit 2 im Zentralen Hohen Atlas südlich Midelt nach LETSCH (1985),

- LiiÂ ("Calcaires sombres, lités, cherts isolés ou en lits, parfois stratifications onduleuses") nach MONBARON (1985),

- Jbel-Aberdouz-Formation am Nordrand des Zentralen Hohen Atlas südlich der Linie Afourer-Midelt nach HAUPTMANN (1990),

- "Formation de Jbel Tagendouf" nach JOSSEN (1990).

**Abgrenzung**: Im Untersuchungsgebiet ist die Untergrenze nicht aufgeschlossen. Am Nordrand des Zentralen Hohen Atlas ist die Untergrenze der Jbel-Aberdouz-Formation durch das Verschwinden aller charakteristischen Flachwasser-Sequenzen (Imouzzer-, Aganane-, Jbel- Choucht-Formation, HAUPTMANN, 1990) definiert. Die Obergrenze ist definiert durch das Verschwinden welliger dunkler Kalkbänke und das Einsetzen der Kalk/Mergel-Sequenzen der Jbel-Ouchbis-Formation. Die Jbel-Aberdouz-Formation ist lateral verzahnt mit den Gesteinen der Jbel-Choucht-Formation (z.B. Taghia-n-Dadès).

**Lithologie**

In der Antiklinale von Ouzouhirir sind massige Schwamm-Mikroben-Bioherme in die Kalkbänke eingeschaltet. Bioherm-Fazies ließen sich durch ihre Ausbildung als Massenkalk (Fehlen von Schichtung) im Gelände sowie in den Luftbildern leicht von den umgebenden Kalksteinen der gebankten Turbidite unterscheiden. Sie erreichen bis 150 m Länge und 50-60 m Höhe. Stellenweise treten Kieselknollen und dünne Lagen grüner Mergel auf. Im Profil von Ait Toukhsine sind weder Bioherme noch Kieselknollen beobachtet worden. Die wellige Struktur ist vermutlich auf starke Kompaktion zurückzuführen. Durch partielle Auflösung entwickelten sich dünne Lagen grüner Mergel, die einzelne Kalkbänke voneinander trennen.

**Organismen**

Die Makrofauna der Jbel-Aberdouz-Formation besteht überwiegend aus Ammoniten, Belemniten, dünnschaligen Lamellibranchiaten, Echinodermen (Crinoiden und Echiniden) und Brachiopoden. In den Dünnschliffen bilden resedimentierte und häufig zerbrochene Schwamm Nadeln den Hauptbestandteil des biogenen Detritus. Relikt-Strukturen von Hexactenilliden und Lithistiden-Gerüsten (DRESNAY, 1978) lassen sich manchmal in den Biohermen nachweisen. Am Foum Tillicht, im Zentrum eines Profils durch den Ostteil des Zentralen Hohen Atlas sind Schwämme in "Teller Form" stellenweise sehr häufig und gut erhalten (vgl. WARME 1988, 1989). Schwamm-Nadeln und Bruchstücke in Bankkalken stammen vermutlich aus den Biohermen. Auch Kieselknollen oder dünne Lagen von Chert dürften durch Umsetzung von Kieselsäure aus Kieselschwamm-Gerüsten entstanden sein. An planktonischen Organismen lassen sich Calcisphären und Radiolarien beobachten. Foraminiferen (z.B. *Nodosaria*, *Lenticulina* und andere agglutinierende Formen) sowie Ostrakoden treten im Schliffbereich nur vereinzelt auf (vgl. STUDER, 1980; BERNASCONI, 1983).

**Mikrofazies**

Die Mikrofazies-Typen der Jbel-Aberdouz-Formation vertreten turbiditische Ablagerungen und Schwamm-Algen-Boundstones.

- Biomikrite / Mudstones, Wackestones bis Packstones und Grainstones. Oft zeigen Turbidit-Bänke Gradierung und eine tendenzielle Größenabnahme von unten nach oben. Während die unteren Partien Biomikrite/Wackestones keinen bis viel Echinodermen-Schutt, keine bis mäßig viele Schwammnadeln und keine bis wenige Bruchstücke von Zweiklappern und Siliziklasten enthalten, treten in den oberen Partien Komponenten selten auf. Es handelt sich dann um arenitisierte Schalen, Filamente, vereinzelte Schwammnadeln und Peloide. In einzelnen Proben sind resedimentierte sowie hemipelagische Foraminiferen (*Aulotortus* sp. und *Miliolidae*) und Lamellibranchiaten (*Posidonia*) zusammen mit kleinen Ammoniten in feinkörnigem Biomikrit zu beobachten. Biokomponenten sind oft arenitisiert, aufgelöst und sparitisch gefüllt.

- Schwamm-Algen-Boundstones: Vollständige Kieselschwämme mit z.T. erhaltenen Strukturen sowie Schwammnadeln, Lamellibranchiaten, Echinodermen und Foraminiferen treten neben Peloiden, Aggregatkörnern und Intraklasten auf. Darin eingeschaltet sind Bindstone-artige Krusten und vereinzelte Algen Onkoide in Verbindung mit Schwämmen oder allein. Als mikritische und peloidale Krusten stabilisieren sie das Sediment. Vergleichbare Faziestypen wurden von CREVELLO & HARRIS (1984) in Foum Tillicht auf der Traverse Midelt-Errachidia etwa 20 km vom Nordrand des Zentralen Hohen Atlas beschrieben.

- Gravitative Eventstones: Sie bestehen aus schlecht sortierten Intraklasten und Peloiden sowie Schwammnadeln und seltener Schwammstücken. Echinodermen, Zweiklapper und Foraminiferen (u.a. Miliolidae) sind in mäßiger bis geringer Anzahl vorhanden. Serpel- und Foraminiferen-Bewuchs auf Organismen-Fragmenten sind häufig zu beobachten. Die Matrix ist mikritisch bis sparitisch.

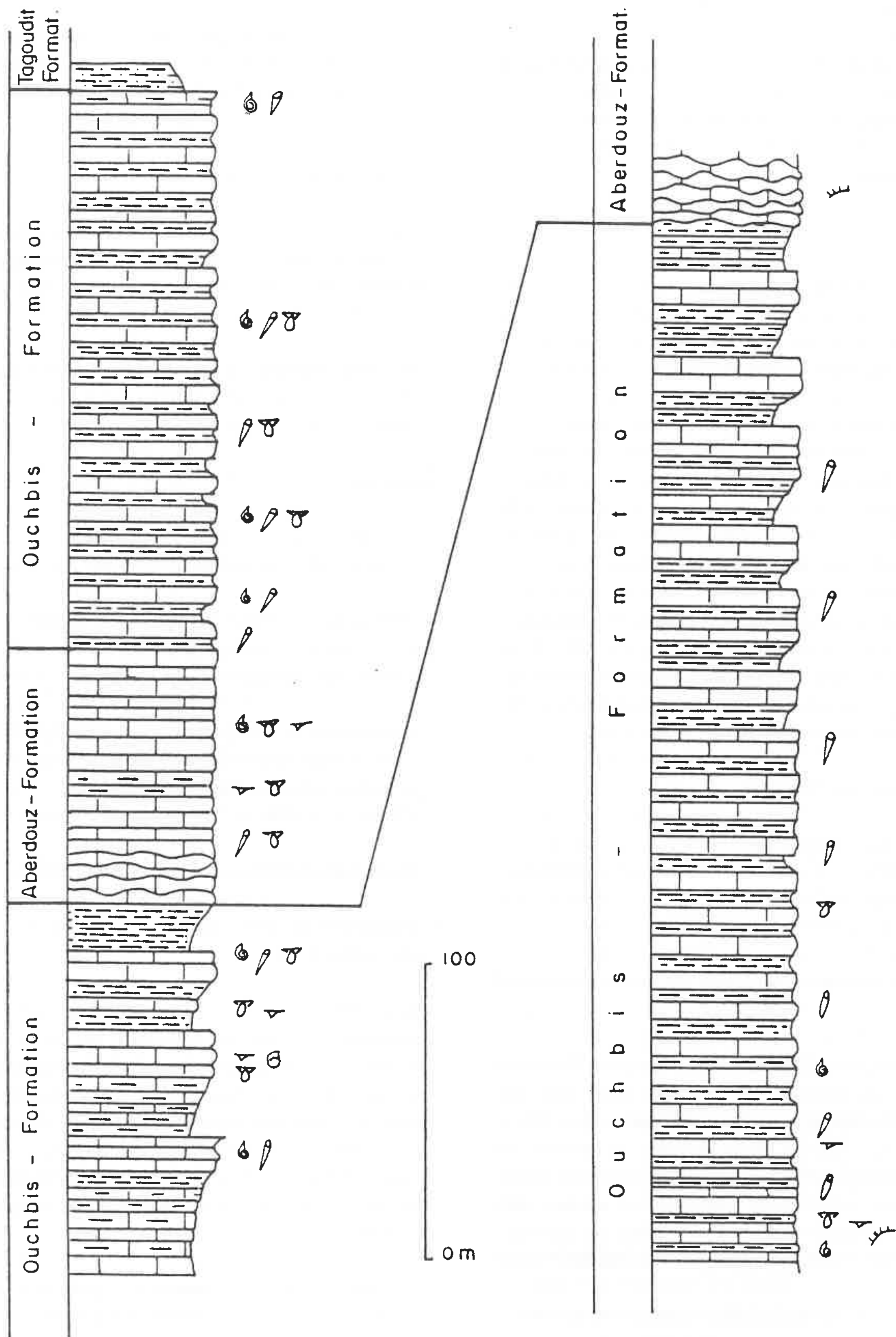



**Abb. 13:** Profile der Jbel-Ouchbis- und Jbel-Aberdouz-Formation Zur Lage der Profile vgl. Abb. 5. Legende vgl. Abb.7.

Diese Mikrofaziestypen finden sich in der Umgebung der Bioherme.

Pyrit findet sich feinkörnig, in Nestern, als würfelige Kristalle oder manchmal in Rissen oder in Stylolithen-Flächen angereichert fast in allen Proben. Drucklösung ist verbreitet und durch breite Stylolithen, die oft Ton-Säume bilden, nachgewiesen.

**Milieu**

Die Sedimente der Jbel-Aberdouz-Formation werden als Turbidit-Ablagerungen interpretiert (vgl. STUDER, 1980). Sie dürften in einem sich kontinuierlich vertiefenden Subtidal-Bereich abgelagert worden sein. Die hemipelagische Fauna belegt die Konstanz mariner Bedingungen über einen langen Zeitraum. Vergleichbare Schlußfolgerungen finden sich bei STUDER (1980), BERNASCONI (1983) und HAUPTMANN (1990). Benthische Faunenrelikte werden als umgelagerte Flachwasser-Komponenten interpretiert. Als Indikator für die Vertiefung des Ablagerungsmilieus werden auch die Schwamm-MikrobenBioherme interpretiert (vgl. HAUPTMANN, 1990). Während DRESNAY (1978) diese Bioherme als Anzeiger einer hangtypischen Ablagerung unterhalb der photischen Zone ansah, lag nach CREVELLO & HARRIS (1984) die Wassertiefe zwischen 50 und 150 Metern, und zwar in einem Bereich innerhalb der photischen Zone, aber deutlich unterhalb der Wellen-Basis.

**Verbreitung/Mächtigkeiten**

Im Untersuchungsgebiet treten die Gesteine der Jbel-Aberdouz-Formation in den Antiklinalen von Ouzouhirir, nordwestlich vom Taghia-n-Dadès und südwestlich vom Jbel Mkorn auf. Lateral sind sie mit den Sedimenten der Jbel-Choucht-Formation und der Jbel-Ouchbis-Formation verzahnt. Beispiele dieser Verzahnung bieten die Traverse Taghia-n-Dadès - Tarakhsa.

Die Mächtigkeitsangaben schwanken zwischen 100 und 700 m: Am Nordrand des Zentralen Hohen Atlas gab STUDER (1980) im Typus-Profil Mächtigkeiten von 350-500 m an. Niedrige Werte (150-260 m) wurden von BERNASCONI (1983) für den Hohen Atlas von Tounfit angegeben. HAUPTMANN (1990) erwähnte aus dem Profil von der Bouredine-Schlucht am Nordrand des Zentralen Hohen Atlas Mächtigkeiten von 600700 m. Auf Blatt Tinerhir

überschreiten die Mächtigkeiten im Aufschluß nirgends 150 m.

**Alter**

Nach Ammoniten Funden (*Amphiceras*) im Profil von Ait Toukhsine liegt die Obergrenze der Jbel-Aberdouz-Formation im Mittleren bis Oberen Carixium.

**2.2.1.10. JEBEL-OUCHBIS-FORMATION**

STUDER (1980) führte die Angabe "Altérnance calcairo-marneuse de l'Ouchbis" für eine Wechselfolge von Kalken und Mergeln am Nordrand des Zentralen Hohen Atlas von Tounfit ein.

**Typus-Profil**: Südflanke des Jbel Ouchbis und entlang der Assif-Tamerhout westlich Tounfit (Koordinaten am Profilanfang: 505,4/210,35).

**Synonyme**

- "Alternance marnocalcaire de l'Ouchbis" nach STUDER (1980) und BERNASCONI (1983),
- Hauptteil der Unit 2 nach LETSCH (1985), beginnend mit der Einschaltung von Mergellagen am Nordrand des Zentralen Hohen Atlas,
- Kalk/Mergel Wechselfolge der unteren Hälfte des "Membre supérieur marnocalcaire" der "Formation calcaire de Maftah" im Mittleren Atlas nach EL ARABI et al. (1986),
- Jbel-Ouchbis-Formation nach HAUPTMANN (1990),
- Obere Partie der "Formation de Jbel Tagendouf" nach JOSSEN (1990).

**Abgrenzung**: Im Arbeitsgebiet ist die Untergrenze durch das Verschwinden der welligen schwarzen Bankkalke der Jbel-Aberdouz-Formation in Verbindung mit dem Auftreten der Kalk/Mergel-Wechselfolge definiert. Die Obergrenze ist durch das Verschwinden der Kalk-Mergel-Turbidite in Verbindung mit dem Einsetzen der siliziklastischen Turbidite der Tagoudite-Formation definiert. Lateral verzahnt sich die Formation mit den Flachwasser-Kalken der Jbel-Choucht-Formation.

**Lage des Profils im Arbeitsgebiet**: Koordinaten am Profilanfang 110,7/455,6; am Profilende 113,3/454,5.

Das Profil Ait von Toukhsine (Abb. 13) beginnt ca. 400 m nordöstlich des Dorfes. Die Profiltrasse verläuft senkrecht zum rechten Ufer des Dadès-Tales. Es beginnt mit den Ablagerungen des Carixiums und endet mit den siliziklastischen Sedimenten der Tagoudite-Formation ca. 1,5 km östlich von Jbel Akenzoud.

**Lithologie**

Die Schichten der Jbel-Ouchbis-Formation (Abb. 13) zeigen rhythmische Abfolgen. Die im Dezimeter-Bereich wechsellagernden Kalke, grünen Mergel oder Kalkmergel bilden Elementar-Sequenzen bzw. Turbidit-Lagen. Jede Sequenz beginnt mit Kalk und endet mit grünen Mergeln oder Kalkmergeln. Der Anteil der grünen Mergel nimmt nach oben zu. Er steigt vom Zentimeter- bis in den Dezimeter-Bereich an. Manchmal erreichen die Elementar-Sequenzen nur Stärken im Zentimeter-Bereich. Stellenweise zeigen die gutgebankten Kalke intensive Bioturbation. Kieselknollen oder -Lagen fehlen.

**Organismen**

Die Makrofauna umfaßt zahlreiche Fossilien. Neben Spurenfossilien (*Zoophycos*) sind in der Jbel-Ouchbis-Formation Ammoniten, Belemniten, Echinodermen (Crinoiden), dünnschalige Brachiopoden, hemipelagische Lamellibranchiaten (*Posidonia*) und vereinzelte Gastropoden vorhanden. Dagegen ist die Mikrofauna spärlich. Nur in einzelnen Dünnschliffen fanden sich Foraminiferen (Lenticulinen), Ostrakoden und Calcisphären.

**Mikrofazies**

Der Kalkanteil der Wechsellagerung Kalk/Mergel der Jbel-Ouchbis-Formation besteht überwiegend aus Biomikriten.

- Biomikrite / Mudstones bis Wackestones: Echinodermen und Brachiopoden sind oft sehr arenitisiert. Große Biogenstücke sind nur selten zu beobachten. Daneben finden sich Filamente und kleinwüchsige Foraminiferen sowie Ammoniten und Calcisphären. Im Gegensatz zu mikritisierten Karbonatdetritus ist der arenitisierte Biogenanteil oft aufgelöst und mit Sparit gefüllt. Extraklasten (Quarz und Glaukonit) sind spärlich vertreten. Authigener Quarz ist hingegen in vielen Dünnschliffen zu beobachten.

- Feinkörnige Biomikrite / Wackestones bis Packstones: Unregelmäßig finden sich feinkörnige Biomikrite/ Wackestones bis Packstones mit arenitischen und vereinzelt ruditischen Biokomponenten (u.a. Schwammnadeln), Peloiden, Intraklasten und wenig Terrigendetritus. Stellenweise ist eine intensive Bioturbation zu erkennen.

Eine starke Kompaktion ist durch Stylolithen, die bis 5 cm breit sind, dokumentiert. In den Dünnschliffen ist dieses Phänomen durch Anreicherungen an Komponenten und durch toniges Styloakkummulat, das schichtparallele Lagen bildet, belegt. Feindisperse oder manchmal angereicherte Adern von Pyrit sind oft zu beobachten.

**Milieu**

Die biologischen Merkmale (Häufigkeit der hemipelagischen und Seltenheit der benthischen Faunen) sowie die sedimentären Kriterien zeigen, daß die Ablagerungen der Jbel-Ouchbis-Formation unter Tiefwasser-Bedingungen entstanden sind. Die Elementar-Sequenzen wurden als distale Turbidite interpretiert (vgl. EVANS & KENDALL, 1977; DRESNAY, 1979; STUDER, 1980; BERNASCONI, 1983). Die Untersuchung der Mikrofazies belegt einen hohen Gehalt an umgelagerten Komponenten in den kalkigen Partien der Elementar-Sequenz (Turbidite). Dagegen dominieren in den grünen Mergeln oder Kalkmergeln hemipelagische Organismen. Eine typische BOUMA-Sequenz wurde nicht beobachtet (vgl. auch HAUPTMANN, 1990). BERNASCONI (1983) beschrieb Gleitkörper und Sohl-Marken entlang des südlichen Plattformrandes.

**Verbreitung/Mächtigkeiten**

Im Zentralen Hohen Atlas (STUDER, 1980;, MONBARON, 1981; BERNASCONI, 1983; LETSCH, 1985) und im Mittleren Atlas (EL ARABI, 1986; HAUPTMANN, 1990) beschränkt sich die Jbel-Ouchbis-Formation auf den Becken-Bereich. Im Arbeitsgebiet sind die Gesteine dieser Formation in den Antiklinalen von Ait Sedrat, Ouzouhirir und südöstlich des Jbel Mkorn aufgeschlossen. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 130-150 m und 700 m (STUDER, 1980). Auf Blatt Tinerhir beträgt die Mächtigkeit über 600 m . HAUPTMANN (1990) nannte für den Mittleren Atlas Mächtigkeiten von 200-400 m.

**Alter**

Ammoniten (*Lioceratidae*, *Protogrammoceras*, *Coeloceras*, *Arieticeras*, *Dactylioceras*) des Profils von Ait Toukhsine belegen Ober-Carixium bis Unter-Toarcium. Dieses Alter wurde im Zentralen Hohen Atlas schon früher durch die von

DUBAR (1962) und DUBAR & MOUTERDE (1978) bestimmten Ammoniten nachgewiesen. Auf der geologischen Karte Blatt Jbel-Saghro-Dadès 1/200.000 ist die untere Partie dieser Formation als Unter-Lias bezeichnet worden.

### 2.2.3. TOARCIUM-AALENIUM

### TAFRAOUT-GRUPPE

Die Bezeichnung "Groupe de Tafraout" wurde von MILHI (1987, unveröffentlicht) für eine bis 3000 m mächtige Abfolge von Sandsteinen, Kalken, Kalkmergeln und Mergel eingeführt. Die Gruppe ist durch die Korallen-Patch-Riffe der Tafraout-Formation 4 geprägt.

**Typus-Profil**: Tafraout, Koordinaten: Profilanfang 138/446,4; Profilende 134,6/446,9.

Das Profil (Abb. 5) beginnt mit der Erosionsdiskordanz roter Mergel und Kalke über Karbonatgesteinen der Jbel-Choucht-Formation in einem rechten Seitental des in nördlicher Richtung fließenden Assif Tafraout. Das Dorf Tafraout liegt etwa 1 km nördlich davon. Das Profil verläuft senkrecht zum Jbel Ourkar. Die Schichtfolge kann nach lithologischen und petrographischen Kriterien in fünf größere, auch im Gelände kartierbare Formationen eingeteilt werden.

Weitere Profile wurden an folgenden Lokalitäten aufgenommen: Tidrit, Titaouine, Jbel Aguerdzegzaouene und Tamtatoucht.

Koordinaten für Tidrit: Profilanfang 114,8/457,2; Profilende 115/457.
für Titaouine: Profilanfang 126,2/468,2; Profilende 126,4/465,7.
für Aguerdzegzaouene: Profilanfang 127,7/480,8; Profilende 127,5/483,1.
für Tamtatoucht: Profilanfang 120,5/490,5 Profilende 121/489,9.

### 2.2.3.1. TAFRAOUT-FORMATION 1

Die Bezeichnung Tafraout-Formation 1 bezieht sich auf die Wechselfolge von Sandsteinen, Kalken und roten Mergeln mit oder ohne Lamellibranchiaten-Biostromen im Hangenden der Jbel-Choucht-Formation.

**Synonym**: "Formation d'Amezrai" (JOSSEN, 1990).

**Abgrenzung**

Die untere Grenze der Jbel-Choucht-Formation liegt dort, wo die massigen Kalke verschwinden. Lokal entspricht die Untergrenze einer Erosionsdiskordanz. Die Formation keilt wenige Kilometer nordöstlich der Ortschaft Tafraout vollständig aus. Auf Blatt Tinerhir ist sie nur in Tafraout vertreten, läßt sich aber weiter im Bereich des westlichen Nachbarblattes Zawyat Ahançal verfolgen. Die Obergrenze ist durch das Einsetzen der siliziklastischen Turbidite der Tafraout Formation 2 definiert.

**Lithologie**

Die Tafraout-Formation 1 besteht aus Sandsteinen, mergeligen Sanden, grünen und roten Mergeln sowie biodetritischen und/oder oolithischen Kalken. Die Bänke treten in Zentimeter-bis Dezimeter-Stärke auf.

Knollige, bis zu 6 m dicke Kalkbarren, treten vereinzelt in der Formation auf. Sie könnten als Ergebnisse starker Kompaktion interpretiert werden. Die starke Kompaktion läßt manche Bänke zu einzelnen bis zu 10 cm dicke Komponenten sich isolieren und durch einen dünnen mergeligen Saum umbilden. Sie bekommen ein brekziöses Aussehen. Stark geprägt von diesem Phänomene sind die isolierten Kalkbänke innerhalb der Sandsteinhorizonte. Dieselben Phänomene sind auf den Blättern Tinjdad und Zawyat Ahançal vorhanden. Aus dem mittleren Atlas erwähnte HAUPTMANN (1990) ähnliche Phänomene. Oolithische und/oder biodetritische Karbonatsand-Barren sind ebenfalls vorhanden. FEDAN (1987), EL ARABI (1987) und HAUPTMANN (1990) beschrieben vergleichbare Barren in der basalen Partie der von STUDER (1980) eingeführten Agoudim-Formation. Aufarbeitungshorizonte und Hardgrounds beschränken sich häufig auf die Kalkbänke. Dagegen finden sich Rippeln und einzelne Schrägschichtungen in den Sandstein-Bänken.

**Organismen**

Das Organismen-Spektrum der Tafraout-Formation 1 ist wenig divers. Nur Lamellibranchiaten und Gastropoden und vereinzelte Echinodermen sind vertreten. Sie bilden in unregelmäßigen Intervallen Lumachellen. Partiell inkohlte Pflanzen-Reste sind vorhanden. In den biodetritischen grünen Mergeln bilden Würmer die Hauptkomponente. Kleinwüchsige Foraminiferen sind selten. Die Sandsteinbänke sind in der Regel sehr fossilarm.

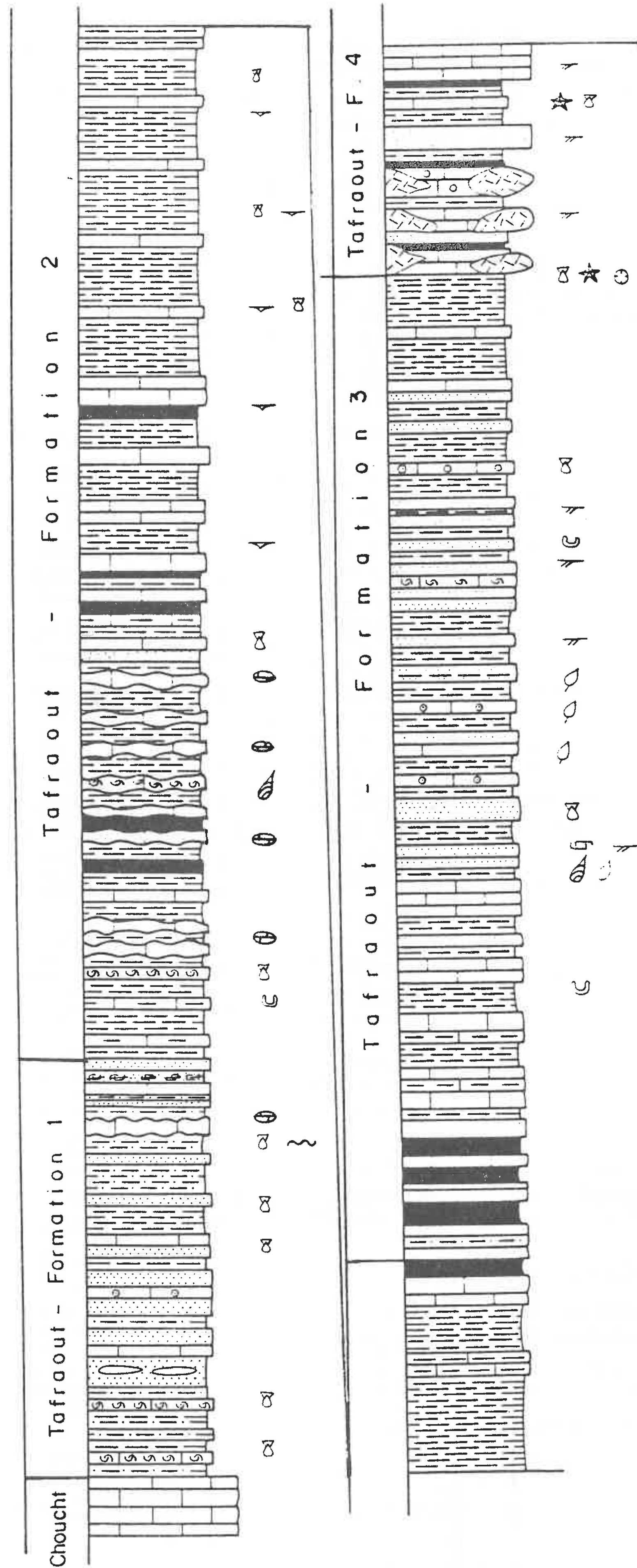
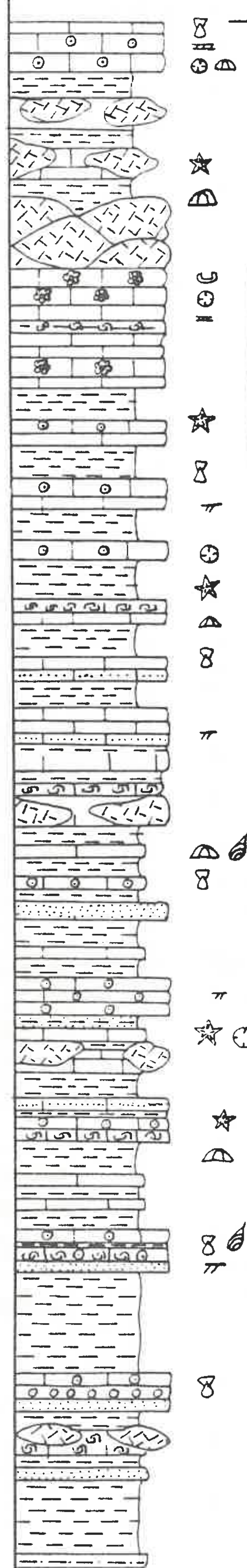


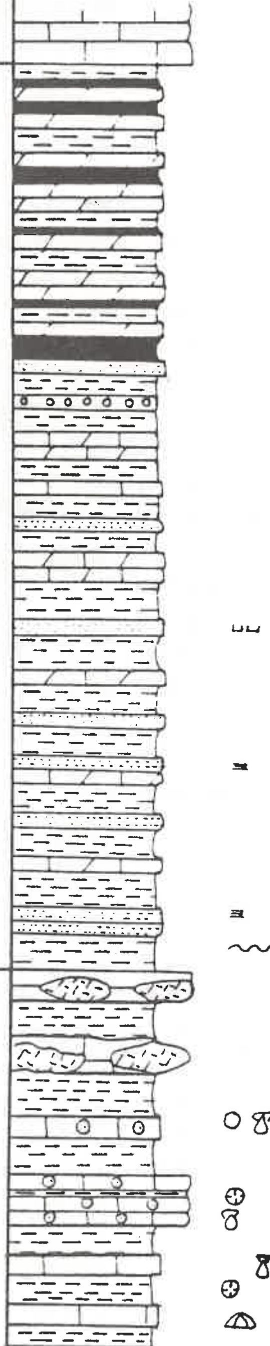

**Abb. 14:** (folgende Doppelseite) Profile der Tafraout-Gruppe im Zentrum des Zentralen Hohen Atlas. Zur Lage des Profils vgl. Abb. 5. Legende vgl. Abb. 7.




Tafraout - Formation 4






Bin-El-Ouidane-Gruppe
Azilal - Formation

**Mikrofazies**

- Sandstein-Einschaltungen werden hauptsächlich aus Quarzdetritus, und etwas Feldspat gebildet. Das Bindemittel ist z.T. calcitisch. Karbonatdetritus ist akzessorisch vorhanden.

- Sandiger Mergel ist mit seinem zunehmmenden Karbonat- und Ton-Gehalt als Übergang zu den Mergelhorizonten zu interpretieren. In den Kalkmergeln ist an manchen Stellen der Karbonat-Gehalt, an anderen der Ton-Gehalt überwiegend, so daß man von mergeligem Kalk bis kalkigem Mergel sprechen muß.

- Oo-, Intramikrite / Mudstones bis Packstones: In der mikritischen Matrix oder partiell ausgewaschenen Mikrit schwimmen oft radialstrahlige Ooide und/oder Intraklasten, gefolgt von Peloiden und Onkoiden.

Untergeordnet sind die Biokomponenten durch Lamellibranchiaten und Echinodermen sowie einzelne Foraminiferen und Algen vertreten. Bohrgänge und Bioturbation sind vorhanden. Komponenten sind oft schwach bis stark mikritisiert. Biokomponenten sind z.T. herausgelöst und in Sparit umkristallisiert.

- Algen-Boundstones: Unregelmäßig schalten sich diese Mikrofaziestypen in die Serie ein. Sie bestehen aus planaren und welligen Lagen, die gelegentlich feinbrekzisiert sind. In den Zwischenlagen ist oft eine sparitische Matrix mit Peloiden, vereinzelten Intraklasten und Terrigendetritus vorhanden.

Pyrit tritt selten auf. Drucklösung ist durch Mikrostylolithen belegt.

**Milieu**

Sandsteine, rote Mergel und oolithische Karbonatsand-Barren der Tafraout-Formation 1 werden als Ablagerungen eines Milieus, welches zwischen dem Subtidal und Supratidal liegt, interpretiert. JOSSEN (1990) kam bei der Kartierung des Blattes Zawyat Ahançal zu vergleichbaren Schlußfolgerungen. Das Auskeilen der Formation gegen die Boutonnière von Tafraout und ihre Mächtigkeitszunahme von Osten nach Westen belegen die Bewegungen entlang der Störungszone von Tafraout. Oolithische und/oder biodetritische Bankkalke (G) wurden in hochenergetischen Flachwasserbereichen gebildet (vgl. LOREAU & PURSER, 1973).

Monospezifische Organismen-Anreicherungen in einzelnen Bänken, vor allem von Lamellibranchiaten, könnten auf restriktive lagunäre Ablagerungsbedingungen hinweisen. Trotz der Ähnlichkeiten der Ablagerungsbedingungen mit der Jbel-Choucht- und der Aganane-Formation hat sich der Karbonatanteil signifikant verringert. HAUPTMANN (1990) und STUDER (1980) interpretierten den Karbonat-Detritus der Agoudim-Formation, die mit der Tafraout-Formation 1 synchron ist, als Resediment aus Erosionsbereichen mittelliassischer Karbonat-Plattformen. Sedimentationsunterbrechungen wurden durch Hardgrounds innerhalb der biodetritischen und/oder oolithischen Karbonaten dokumentiert.

**Verbreitung/Mächtigkeiten**

Vergleichbare Abfolgen wurden im Hohen und im Mittleren Atlas nur von JOSSEN (1990) erwähnt. Auch in den Profilen von Titaouine, Tidrit, Aguerdzegzaouene und Tamtatoucht fehlt diese Formation. Die Tagoudite-Formation wurde in den obengenannten Lokalitäten unmittelbar über den Serien der Jbel-Ouchbis- oder lokal auf der Jbel-Choucht-Formation abgelagert. Das Fehlen dieser Formation ist entweder auf eine lokale Sedimentationsunterbrechung oder die laterale Entwicklung zur Tagoudite-Formation zurückzuführen. Die Formation keilt aus und verschwindet schnell an Paläoreliefs oder verzahnt sich mit der Tagoudite-Formation. Im Untersuchungsgebiet schwankt die Mächtigkeit von 0 bis 175 m (im Typus-Profil). Die Gesteine der Tafraout-Formation 1 sind nur in der Region von Tafraout und westlich davon im Bereich des Blattes Zawyat Ahançal aufgeschlossen.

**Alter**: Unter- bis Mittel- Toarcium.

### 2.2.3.2. TAFRAOUT-FORMATION 2

**Synonyme**

- Untere Partie der "Marnes et marnocalcaires d'Agoudim" nach STUDER (1980) und BERNASCONI (1983),

- Unit 3, Mergel und mergelige Kalke mit Einschaltungen von Gleitkörpern (Unit 4a) und Konglomeraten (Unit 4b) am Nordrand des Zentralen Hohen Atlas nach LETSCH (1985),

- Agoudim-Formation im Mittleren Atlas und am

Nordrand des Zentralen Hohen Atlas nach HAUPTMANN (1990),

- "Corniche des Ait Hssin" und "Formation de Tafraout" nach JOSSEN (1990).

**Abgrenzung**: Die Untergrenze der Tafraout-Formation 2 ist durch das Verschwinden der siliziklastischen bzw. karbonatischen Flachwasser-Sedimente der Tafraout-Formation 1 definiert. Die Obergrenze ist durch das Auftreten von Sandsteinen und roten Mergeln der unteren Partie der Tafraout-Formation 3 markiert.

**Lithologie**

Von unten nach oben ist die Tafraout-Formation 2 (Abb. 14) durch die kontinuierliche Verringerung der Bankkalke und die Vergrößerung des grünen Mergel-Anteils charakterisiert. Während die Kalke in Zentimeter- bis Dezimeter-Stärke auftreten, erreichen die grünen Mergel bis zu 40 m. In unregelmäßigen Intervallen sind Kalkmergel eingeschaltet. Wie es bei HAUPTMANN (1990) beschrieben ist, beschränken sich die Einschaltungen biodetritischer und/oder oolithischer Kalkbänke auf die basale Partie der vergleichbaren Agoudim-Formation. Die Kalke innerhalb der unteren Partie sind knollig ausgebildet (vgl. STUDER, 1980). Vereinzelt sind linsenförmige Sandsteine und Mikrokonglomerate in den unteren Mergeln eingeschaltet. Kalkbänke können manchmal bei ausgeprägter Kompaktion in kleine Linsen zersetzt sein, welche von dünnen mergeligen Säumen umgeben sind. Im Arbeitsgebiet finden sich keine Gleitkörper. Diese wurden jedoch an der Nordflanke des Jbel Azourki (Blatt Zawyat Ahançal) beobachtet. Ihre Dimension kann Kilometer-Abmessungen erreichen. Vergleichbare Phänomene vom Nordrand des Zentralen Hohen Atlas beschrieben BERNASCONI (1983), LETSCH (1985), WARME (1988 a) und HAUPTMANN (1990).

**Organismen**

Im allgemeinen ist das Organismen-Spektrum der Tafraout-Formation 2 individuen- und artenarm. Es sind vor allem hemipelagische Lamellibranchiaten (*Posidonia*) und Brachiopoden vertreten. Vereinzelte Ammoniten in schlechter Erhaltung und Belemniten wurden angetroffen. Dagegen erwähnten STUDER (1980), BERNASCONI (1983), HAUPTMANN (1990) Ammoniten und Belemniten in vergleichbaren Formationen.

In den biodetritischen Kalken der basalen Partie bilden die Gastropoden und Lamellibranchiaten Lumachellen. Vereinzelt sind Seeigelstachel und Crinoiden-Reste vorhanden. Kleinwüchsige Foraminiferen und Calcisphären finden sich regelmäßig im Dünnschliff.

**Mikrofazies**

Die Kalke und Mergelkalke der Tafraout-Formation 2 bestehen aus Biomikriten / Wackestones bis Packstones (Taf. 6, Abb. 1). Mikritschlamm ist oft rekristallisiert und läßt eine feinkörnige Struktur beobachten. Eine feine Laminierung, die manchmal durch terrigenen Detritus bedingt ist, kann stellenweise beobachtet werden. Neben den hemipelagischen Lamellibranchiaten (*Posidonia*) und Cephalopoden kommen vereinzelte Gastropoden, Brachiopoden, Echinodermen sowie kleinwüchsige Foraminiferen und Calcisphären vor. In vielen Proben treten authigene Quarze (hexagonal) auf. Kleine Blättchen von Malachit, verkohlte Pflanzenreste und feindisperser Pyrit sind ebenfalls anzutreffen. Viele Dünnschliffe zeigen eine intensive Bioturbation. Daneben treten in der unteren Partie Biosparite- und Oosparite-Packstones bis -Grainstones auf. Eine starke Kompaktion ist durch ausgeprägte Stylolithe dokumentiert, die in den Kalkbänken auftreten.

**Milieu**

Während der Ablagerungen dieser Formation änderte sich das Milieu von anfänglichem Flachwasser hin zu Tiefwasser-Bedingungen.

Oolithische und/oder biodetritische Kalk-Einschaltungen sowie Biostrome großwüchsiger Lamellibranchiaten in der basalen Partie sprechen für die Ablagerung in hochenergetischen Flachwasser-Bereichen (vgl. LOREAU & PURSER, 1973). Zum Hangenden weisen Wechselfolgen grauer und grüner Mergel mit hemipelagischen Lamellibranchiaten (*Posidonia*) und Ammoniten auf offenmarine Ablagerungsbedingungen hin. Diese Wechselfolgen werden als distale Turbidite interpretiert. Im Hohen Atlas von Tounfit (STUDER, 1980) und im Mittleren Atlas (HAUPTMANN, 1990) wurden vergleichbare Serien unter der Bezeichnung Agoudim-Formation beschrieben. Gleitkörper, wie sie von LAVILLE (1977) MONBARON et al. (1984), LETSCH (1985), WARME (1988 a) und HAUPTMANN (1990) beschrieben wurden, konnten im Arbeitsgebiet nicht beobachtet werden.

**Verbreitung/Mächtigkeiten**

Im Arbeitsgebiet findet sich die Tafraout-Formation 2 nur in der Region von Tafraout. Vergleichbare Abfolgen wurden für den Zentralen Hohen Atlas von STUDER (1980), MONBARON (1981), LETSCH (1985) und BRECHBÜHLER et al. (1988) und im Mittleren Atlas von COLO (1961), EL ARABI (1987) DRESNAY (1988) und HAUPTMANN (1990) beschrieben. Angaben über die Mächtigkeit schwanken zwischen 50-200 m im Zentralen Mittleren Atlas (HAUPTMANN, 1990) und 2000 Meter im Zentralen Hohen Atlas (STUDER, 1980). Im Arbeitsgebiet steigt die Mächtigkeit dieser Formation von 0 m bis auf 680 m (Tafraout-Profil).

**Alter**

Im Profil von Tafraout wurden keine Leitfossilien gefunden. Im Zentralen Hohen Atlas von Tounfit (STUDER, 1980; BERNASCONI, 1983) und Mittleren Atlas (DRESNAY, 1988; HAUPTMANN, 1990) dürften die Gesteine vergleichbarer Formationen nach Ammoniten-Funden in den Zeitabschnitt vom Toarcium bis wenigstens zum Bajocium gestellt werden.

Durch Leitammoniten belegte STUDER (1980) für den Zentralen Hohen Atlas von Tounfit Toarcium (*Hildoceras* und *Lytoceras*), Aalenium (Graphoceras und *Hammatoceras*) und Bajocium (*Stephanoceras* und *Ermoceras*). Zum selben Ergebnis kam BERNASCONI (1983) für den Zentralen Hohen Atlas von Rich. Durch Ammoniten-Funde konnte er Mittel-Toarcium (*Hildoceras*, *Lytoceras*) bis Mittel-Bajocium (*Tmetoceras*, Graphoceratinae und Sonninidae) bestätigen. Im Mittleren Atlas datierte DRESNAY (1988) vergleichbare Gesteine ins Toarcium (*Hildoceras*, *Protogramoceras* und der aus Arabien bekannte *Bouleiceras*). Unter keinen Umständen aber reicht diese Formation im Untersuchungsgebiet bis in das Bajocium.

**2.2.3.3. TAFRAOUT-FORMATION 3**

Trotz gewisser Parallelen zu dem von STUDER (1980) und BERNASCONI (1983) beschriebenen oberen Teil der Agoudim-Formation sind die Gesteine der Tafraout-Formation 3 im Arbeitsgebiet durch Silt- und Sandsteine charakterisiert.

**Synonym**: Oberer Teil der Agoudim-Formation nach STUDER (1980) und BERNASCONI (1983).

**Abgrenzung**: Die Untergrenze ist durch das Einsetzen von Sandsteinen und roten Mergeln in Verbindung mit biodetritischen Kalken definiert. Die Obergrenze wird parallel zu dem Einsetzen der Korallen-Patch-Riffe in Verbindung mit dem Verschwinden von Sandsteinen und Siltsteinen gezogen.

**Lithologie**

Die Gesteine dieser Formation können als Sandstein-Mergel, Silt-Mergel und Ooid-Kalk zusammengefaßt (Abb. 14 und Abb. 15) werden. Lithologisch und morphologisch ist die Tafraout-Formation 3 vom Liegenden klar zu trennen. Das Auftreten der Sandsteine, oolithischer und/oder biodetritischer Kalke sowie sandiger Tone mit Pflanzenresten deutet auf einen Übergang zwischen den siliziklastischen Turbiditen der Tagoudite-Formation (am Jbel Aguerdzegzaoune und Titaouine) bzw. den karbonatischen Turbiditen der Tafraout-Formation 2 und den Flachwasser-Gesteinen der Tafraout-Formation 4 in den Sedimentations-bedingungen hin. Die markanten Sandstein- und Karbonatpartien bilden einen guten Leithorizont.

Elementar-Sequenzen bestehen aus grünen Mergeln und Sandsteinen bzw. Kalken. Sie treten oft in Dezimeter-Stärke auf. Nahe der Basis (Tafraout-Profil) sind rote Mergel-Horizonte zu beobachten. Im mittleren Abschnitt dominieren Sandstein/Mergel- Sequenzen. Einige Kalkbänke sind oolithisch und/oder biodetritisch (teilweise Lumachellen) ausgebildet. Den Abschluß der Formation bildet in der Region von Tafraout eine bis zu 30 Meter mächtige Abfolge grüner Mergel mit vereinzelt eingeschalteten Kalkbänken. Trokenrisse und Schrägschichtungen sind keine Seltenheit.

**Organismen**

Die Fossilführung der Tafraout-Formation 3 zeigt keine Ähnlichkeit mit der Tafraout-Formation 2 oder der Tagoudite-Formation im Liegenden. Neben den Lamellibranchiaten, die oft Lumachellen bilden, sind große Brachiopoden häufig. Untergeordnet finden sich Gastropoden, solitäre Korallen und Echinodermenreste. Pflanzenreste, zum Teil durch Malachit imprägniert, sind auf die Sandsteine oder Mikrokonglomerat-Linsen beschränkt. Bioturbation ist weitverbreitet.

**Mikrofazies**

Verschiedene Mikrofazies-Typen, die unter Supratidal- bis Subtidal-Bedingungen entstanden waren, charakterisieren die Gesteine der Tafraout-Formation 3.

- Bio-, Oosparite / Grainstones bis Packstones: Wichtige Komponenten sind Biogene und/oder Ooide (Taf. 1, Abb. 5). Ooide (Taf. 2, Abb. 4) sind meist tangentialstrahlig. Daneben sind Intraklasten, deren Korngrößen-Spektrum ruditische bis arenitische Abmessungen umfaßt sowie Rindenkörner und Peloide vorhanden. Es können lediglich Bi- oder Polyooide auftreten. Vereinzelte radialstrahlige Ooide (Taf. 2, Abb. 3), Biogene, Pseudomorphosen nach Evaporiten, Fenstergefüge (Taf. 2, Abb. 2) und die mikritische Matrix weisen auf zeitweilig hypersalinare Bedingungen hin. Die radiale Struktur könnte z.T. auf einer selektiven Anlösung der Schalen während episodischer Emersionsphasen zurückgeführt werden (HAUPTMANN, 1990). Viele Ooide sind mikritisiert, z.T. herausgelöst und mechanisch beansprucht. Terrigene Quarzkörner (Taf. 2, Abb. 3) und Malachit sind fast in allen Proben vorhanden. Der biologische Anteil besteht aus Lamellibranchiaten, großen Gastropoden, Echinodermen, Brachiopoden, seltenen Solitär-Korallen, Algen und vereinzelten Foraminiferen. Schwache Dolomitisierung hat oft bioturbate Bereiche und Biogenteile betroffen.- Bio- und Pelmikrite / Wackestones bis Grainstones: Diese Faziestypen treten unregelmäßig auf. Arenitisch und ruditisch wird der Biogen-Anteil durch Lamellibranchiaten, Gastropoden, Echinodermen, Brachiopoden und vereinzelte Foraminiferen gebildet. Es können zudem Onkoide und Intraklasten vorkommen.

- Siltmergel: In mikritischer Matrix schwimmt feinkörniger Terrigendetritus, der überwiegend aus Quarz besteht. Mikritisierter Karbonatdetritus kann manchmal bis 50% des Gesteins ausmachen. Untergeordnet ist der biologische Anteil oft durch arenitische, aber auch ruditische Zweiklapper- und Echinodermen-Reste vertreten. Fenstergefüge sind selten zu beobachten.

- Sandsteine und Mikrokonglomerate: Sie bestehen überwiegend aus Quarzkörnern. Feldspat- und Karbonatdetritus sind selten. In Mikrokonglomerat-Einschaltungen sind außerdem kleine Gerölle von Metamorphiten oder Magmatiten des Paläozoikums vorhanden. Pyrit ist lokal angereichert. Malachit-Blättchen treten häufig in diesem Faziestyp auf.

**Milieu**

Das eintönige Organismen-Spektrum weist auf restriktive Lebensbedingungen hin. Die relativ hohen Mächtigkeiten, die die Gesteine dieser Formation in Tafraout erreichen, belegen

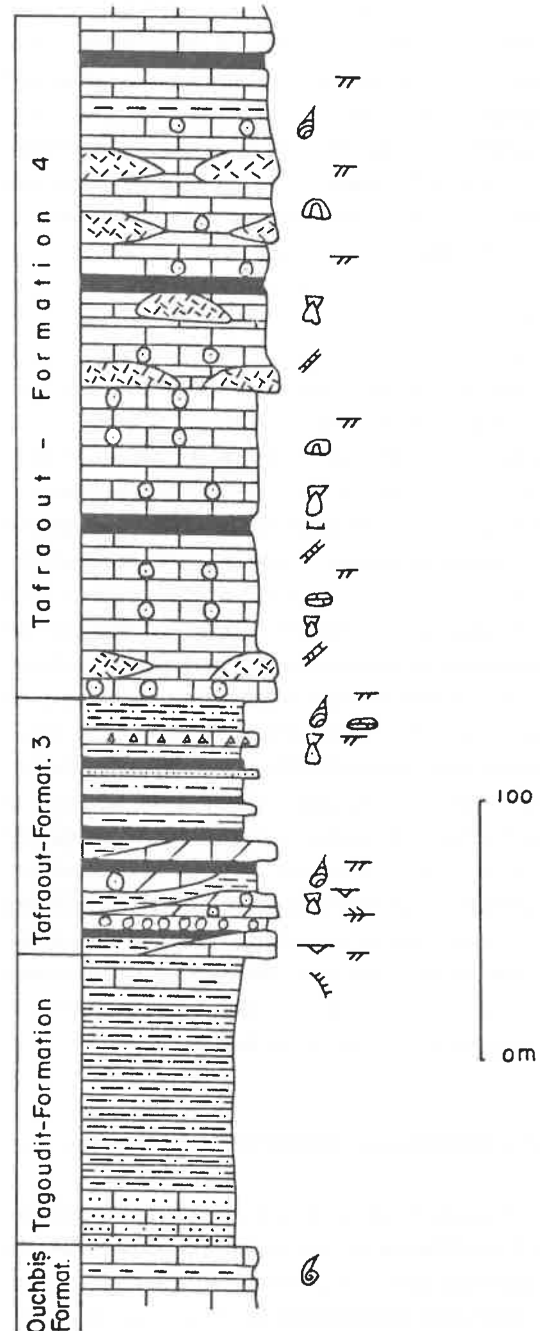



**Abb. 15:** Profil der Tagoudit-, Tafraout-Formation 3 und 4 bei J. Aguerdzegzaouene. Zur Lage des Profils vgl. Abb. 5. Legende in Abb.7.

eine kontinuierliche hohe Subsidenz-Rate in einigen Regionen des mesozoischen Atlas-Golfs. STUDER (1980) postulierte für den Zentralen Hohen Atlas bei Rich eine Rate von 0,4 mm/Jahr. Die Sandstein/Mergel-Wechselfolgen oder Kalk/Mergel-Wechselfolgen werden als proximale Turbidite interpretiert. Zu einer vergleichbaren Interpretation kamen STUDER (1980) und BERNASCONI (1983) in Bezug auf die Sedimentationsbedingungen der oberen Partie der Agoudim-Formation. Flachwasser-Organismen, oolithische Kalke und Pflanzenreste können durch Umlagerungen in Kanälen im Bereich submariner Hangpositionen erklärt werden. Im Unterschied zur Formation im Liegenden stehen die Vorkommen siliziklastischen und karbonatischen Materials. Holz-Partikel, lokale Einschaltungen von Konglomeraten und resedimentierter Detritus weisen auf ein proximales Liefergebiet im Süden des Atlas-Golfs hin (vgl. HAUPTMANN, 1990). Speziell der karbonatische Detritus stammt wahrscheinlich aus früheren mittelliassischen Plattformbereichen (vgl. SEUFERT, 1986). Das Auftreten von Trockenrissen läßt auf periodische Emersionsphasen schließen.

**Verbreitung/Mächtigkeiten**

Am Nordrand des Zentralen Hohen Atlas zwischen Beni Mellal und Azilal ist diese Formation nicht vertreten. Dort wird sie von Flachwasser- bzw. terrigenen Ablagerungen ersetzt (vgl. MONBARON, 1985; JENNY, 1988). In der Region von Tafraout keilen die Ablagerungen dieser Formation nach Nordosten gegen die Paläoschwelle von Almou vollständig aus. Nach Osten, im Bereich zwischen Msemrir und Titaouine verschwindet die Formation und wird durch Flachwasser-Sedimente der Tafraout-Formation 4 ersetzt. Im Zentralen Mittleren Atlas (HAUPTMANN 1990) und im Zentralen Hohen Atlas (MONBARON 1985, JENNY 1988) erreichen äquivalente Ablagerungen nur geringere Mächtigkeiten. In diesen Regionen sind jedoch Indizien für Sedimentationsunterbrechung häufig. Die Tafraout-Formation 3 wird im Typus-Profil unmittelbar von den Serien der Tafraout-Formation 4 überlagert. Hier erreicht deren Mächtigkeit mehr als 400 m.

**Alter**

Präzise Datierungen sind bisher nicht möglich. Die Tagoudite-Formation im Liegenden am Jbel Aguerd-zegzaouene ist durch Ammoniten als Toarcium datiert (BERNASCONI 1983). Die Tafraout Formation 3 kann nur indirekt datiert werden. An der Basis der TagouditeFormation belegen Ammoniten der Gattung *Dactylioceras* sp. das Untere Toarcium.

**2.2.3.4. TAFRAOUT-FORMATION 4**

**Synonym**: "Formation de Tafraout" nach JOSSEN (1990).

**Abgrenzung**

Die Untergrenze ist durch das Einsetzen der Korallen-Patch-Riffe über den Ooidkalken und der siltigen Mergeln der Tafraout-Formation 3 definiert. Die Obergrenze ist durch das Verschwinden der Korallen-Patch-Riffe und dem Einsetzen der gelblichen Dolomite und der bunten Mergel der Azilal-Formation markiert.

**Lithologie**

Die Tafraout-Formation 4 ist weitgehend durch das Auftreten von Korallen-Patch-Riffe charakterisiert. Im Profil von Tafraout (Abb. 14) lassen sich mindestens 11 Horizonte von Korallen-Patch-Riffen, riff-artigen Vorkommen von Zweiklappern, und EchinodermenAnreicherungen sowie Algen-Mounds unterscheiden. Häufig sind Sandsteine sowie oolithische und/oder biodetritische Kalk zwischengeschaltet. Rote und grüne Mergel treten in zahlreichen Dezimeter-starken Lagen auf. Vereinzelt finden sich Konglomerat Linsen (Abb. 16) mit liassischen Elementen. Schrägschichtungen und Ooidkalke sind überwiegend auf die Umgebung der Patch-Riffe beschränkt. Die Patch-Riffe können Dimensionen bis zu 40 m Höhe bei einer maximalen Länge von 80 m erreichen. Häufig sind auch Rinnen, Aufarbeitungshorizonte und stellenweise Trockenrisse.

**Organismen**

Für den Bereich zwischen den Korallen-Patch-Riffen sind Lamellibranchiaten-Anreicherungen, Echinodermen Fragmente (Crinoiden und Echiniden), solitäre Korallen und Bryozoen charakteristisch. Manche Kalkbänke sind vollständig aus Fossilien aufgebaut. Regelrechte Lumachellen werden aus Korallenresten oder aus Lamellibranchiaten- und/oder Echinodermen-Fragmenten gebildet. Dagegen sind Gastropoden und Brachiopoden nur vereinzelt zu finden. Pflanzen-Reste, die zum Teil in Malachit oder Kohle konserviert sind, kommen lokal (z.B. nördlich des Jbel Akenzoud) sehr häufig vor. Ihre Vorkommen beschränken sich generell auf Konglomerat-Linsen oder Sandstein-Rinnenfüllungen.

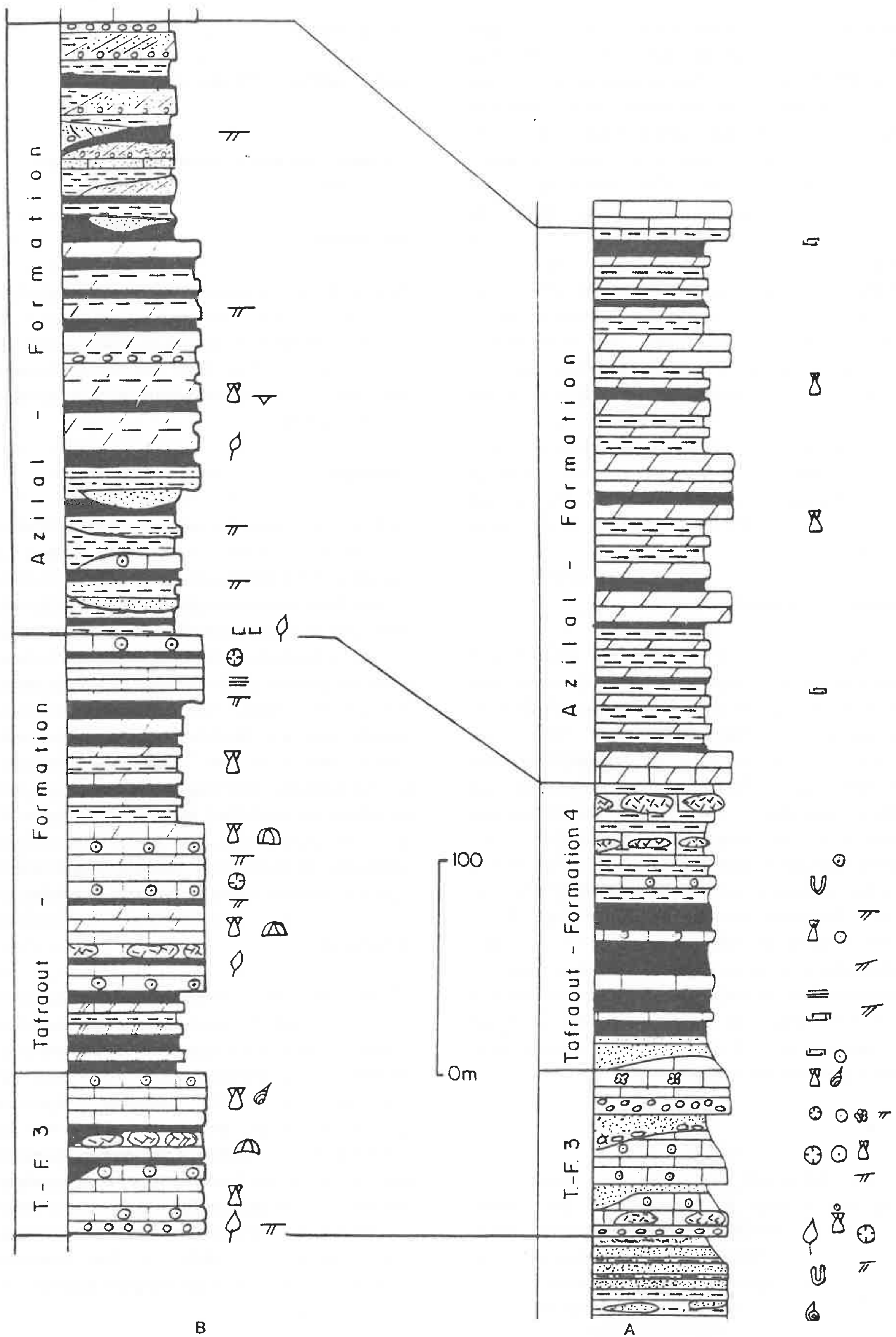



**Abb. 16:** Profile der Azilal-Formation, Tafraout-Formation 3 und Tafraout-Formation 4 bei Titaouine (A) und Tidrit (B). Zur Lage des Profils vgl. Abb. 5. Legende vgl. Abb. 7.

**Mikrofazies**

Die Gesteine der Tafraout-Formation 4 bestehen aus Korallen-Framestones, Lamellibranchiaten-Boundstones, gravitativen Eventstones, Biosparit/Miktiten und/oder Oospariten. Die beiden zuletzt genannten Fazies wurden bereits für die Tafraout-Formation 3 beschrieben.

Korallen-Boundstones (Taf. 5, Abb. 1 und 2): Mitten im Patch-Riff sind die Korallen im allgemeinen in Lebenstellung erhalten. Der Durchmesser der Ästchen beträgt nicht mehr als 0,5 cm. Makroskopisch ist die Struktur der Individuen generell gut erhalten. Die Zwickelfüllungen zwischen den Koralliten und die Hohlräume sind mikritisch gefüllt. Daneben ist das primäre Gerüst durch Grobsparit gefüllt. Andere Biogene als Lamellibranchiaten, Echinodermen, große Brachiopoden und Gastropoden sind selten. Als abiogene Komponenten sind Intraklasten und Peloide zu nennen.

In der Umgebung der Riffe sind Lamellibranchiaten-Boundstones und Eventstones sehr häufig.

- Lamellibranchiaten Boundstones: Es handelt sich um kleindimensionierte linsenförmige Bioherme, in denen sich viele Muschelschalen in Lebensstellung finden. Neben den überwiegenden Lamellibranchiaten sind selten Korallen-Reste, Gastropoden, Algen, Bryozoen und vereinzelt inkrustierende Foraminiferen zu beobachten. Die Matrix ist oft mikritisch, aber sie kann auch partiell sparitisch sein.

- Gravitative Eventstones: Dieser Mikrofazies-Typ findet sich zwischen den Biohermen. Er ist durch Schutt von Korallen, Lamellibranchiaten, Echinodermen-Fragmenten und Intraklasten charakterisiert. Daneben kommen Bryozoen und Foraminiferen vor. Es treten außerdem büschelförmig Serpuliden-Röhren auf, die sich oft im Bereich von Schalen-Bruchstücken von Biogenen entwickelt haben. Auffällig sind große Hohlräume, die z.T. inkomplett sparitisch und geopetal mit Internsediment gefüllt sind. Die Korngröße der Komponenten schwankt zwischen Peloid-Größe und dem Dezimeter-Bereich. Verbreitet treten Stromatactis-ähnliche Strukturen auf.

**Milieu**

Die Vorherrschaft von Korallen, Lamellibranchiaten und Echinodermen und die relative große Mächtigkeit (680 m im Tafraout-Profil) deutet auf die Ablagerung dieser Formation im Bereich einer sich kontinuierlich vertiefenden Plattform hin. Die Subsidenz übertraf das angelieferte Material bzw. die Sedimentationsrate der Karbonate. Schrägschichtungen, Feinkonglomerat-Lagen und Pflanzen-Reste im stratigraphisch unteren Teil dieser Formation weisen auf ein proximales Liefergebiet hin. Das Ablagerungsmilieu der Gesteine der Tafraout-Formation 4 wurde durch supratidale bis subtidale Bedingungen bedingt. Viele Mikrolagunen, die zwischen den Korallen-Patch-Riffen entstanden waren, werden durch Mikrit und partiell ausgewaschenen Mikrit dokumentiert.

**Verbreitung/Mächtigkeiten**

Die Gesteine der Tafraout-Formation 4 sind im Arbeitsgebiet weit verbreitet. Im Profil von Tafraout beträgt die Mächtigkeit mehr als 680 m (Tafraout). Von Tafraout nach Tamtatoucht (also von Norden nach Süden) nimmt die Mächtigkeit ab. In der Mulde von Tamtatoucht überschreitet diese nicht 50 m. In Titaouine und Tidrit beträgt die Mächtigkeit 210 m bzw. 275 m.

**Alter**

Die Tagoudite-Formation und vergleichbare Gesteine wurden von vielen Autoren (unter anderen STUDER, 1980; MONBARON, 1981) als Unter- bis Mittel-Toarcium eingestuft. Am Top der Azilal-Formation im Hangenden belegen vereinzelte Ammoniten Ober-Aalenium. Daher müssen die Sedimente der Tafraout-Formation 4 im Intervall Mittel-Toarcium bis Aalenium abgelagert worden sein.

### 2.2.3.5. AZILAL-FORMATION

Die Bezeichnung "Formation d'Azilal" wurde von JENNY (1988) für eine Folge von Siltsteinen, Sandsteinen und Kalken am Nordrand des Zentralen Hohen Atlas eingeführt.

**Typus-Profil**: Nordwestliche Seite des Jbel Mesgounane, 10 Kilometer östlich Azilal (auf Blatt Zawyat Ahançal 1/100 000). Koordinaten: Profilanfang 398,7/153. Richtung des Profils 034 E.

**Synonyme**

- "Lias superieur continental" (ROCH 1939, CHOUBERT & all. 1959),

- "Marnes à chocolat" (LEVEQUE 1952, ROLLEY 1973, JENNY et al. 1980),

- "Formation d'Azilal" (JENNY & MONBARON 1981; JOSSEN 1990).

**Abgrenzung**: Die Untergrenze ist im Gelände durch den Farbumschlag von grauen nach roten Farbtönen und durch den lithologischen Wechsel von karbonatischen zu siliziklastischen und dolomitischen Sedimenten eindeutig erkennbar. Die Obergenze ist im Tamtatoucht- und im Tidrit-Profil durch die Konglomeratlinsen an der Basis der Karbonatabfolge der Bin-El-Ouidane-Formation 1a im Hangenden gekennzeichnet. Anderswo ist sie durch den Wechsel von siliziklastischen zu karbonatischen Sedimenten definiert.

**Lithologie**

Die oberste Formation (Abb. 14 und Abb. 16) der Tafraout-Gruppe bildet eine im Gelände sowie in den Luftbildern deutlich unterscheidbare Abfolge (Taf. 6, Abb. 4). Sie ist durch bunte Mergel, gelbe Dolomite und Sandsteine charakterisiert. Die Bänke treten generell in Dezimeter- Bereich auf. Im Tamtatoucht- und im Tidrit-Profil läßt sich die Formation in drei Abschnitte einteilen. In der unteren Partie dominieren Sandsteine und bunte Mergel gegenüber den Dolomiten. Im Hangenden stellen die Dolomite den Hauptanteil der Sedimentabfolge. In beiden Lokalitäten ist die Formation im oberen Abschnitt durch das Auftreten von Konglomerat-Linsen gekennzeichnet. Die Komponenten der Konglomerate bestehen überwiegend aus der umgebenden Region (aufgearbeitetes Paläozoikum und zu geringeren Teilen auch Permo-Trias). Lokal sind liassische Gerölle und synsedimentäre Brekzien häufig. Dagegen zeigen die Profile von Titaouine und Tafraout eine relativ homogene Wechsellagerung von bunten Mergeln und gelben Dolomiten. In unregelmäßigen Intervallen bilden die Dolomit-Bänke Barren, die 5-20 m Dicke erreichen können. Ooidkalke kommen nur ausnahmsweise vor. Trockenrisse, Rippelmarken und Schrägschichtungen sind stellenweise zu beobachten.

**Organismen**

Die Fossilführung der Azilal-Formation ist im Vergleich mit der Tafraout-Formation 4 im Liegenden sehr restriktiv. Es können Korallen- Patch-Riffe mitten in der Serie auftreten, in deren Umgebung Echinodermen (Seeigelstachel, Crinoiden- Fragmente) Lamellibranchiaten, Gastropoden, solitäre Korallen und Algen vorkommen. Pflanzenreste sind stellenweise (nördlich des Jbel Akenzoud) sehr häufig und zum Teil durch Malachit imprägniert und/oder inkohlt. Umgelagerte Wirbeltierreste sind vereinzelt zu beobachten (vgl. JENNY & al. 1988). Die Abnahme der Fossilhäufigkeit ist wahrscheinlich auf die starke Dolomitisierung zurückzuführen.

**Mikrofazies**

Es ist wegen der starken Dolomitisierung oft schwer, die Mikrofaziestypen der Azilal-Formation im Detail zu beschreiben. Aufgrund vereinzelter Proben, die diagenetisch nicht stark beansprucht sind, und in der Kombination mit Geländebeobachtungen wurden folgende Mikofazies-Typen definiert:

- Laminierte Algen-Boundstones: Weite Areale werden durch gelbe dolomitisierte Stromatolithe gekennzeichnet. Charakteristisch für diesen Mikrofaziestyp sind Hohlräumgefüge, die oft parallel zur Schichtung angeordnet sind. Hohlräumgefüge sind für viele Autoren, u.a. SHINN (1983), ein wichtiger Fazies-Indikator für den Supratidal-Bereich. Peloide wurden durch periodische Sturmereignisse innerhalb der Gezeitenebenen verfrachtet und nach ihrer Ablagerung wiederum von Mikroben-Matten überzogen.

- Dolomitische Intra- oder Oosparite / Wackestones bis Grainstones treten selten auf, meist nur als geringmächtige, graue bis gelbe Lagen, die oft schräggeschichtet sind. Bei den Ooiden handelt es sich im allgemeinen um Einzelooide, Polyooide wurden nur selten beobachtet. Wegen der Kompaktion sind die Ooide stellenweise verformt oder zerbrochen. Generell dominieren radialstrahlige Ooide. Tangentialstrahlige Ooide, die wesentlich größer sind, sind ebenso vorhanden. Eine starke Mikritisierung läßt manchmal die primären Strukturen nicht erkennen. Biokomponenten, die z.T. Ooidkerne bilden, bestehen aus Foraminiferen, Echinodermen, Lamellibranchiaten, Gastropoden und Algen. Intraklasten sind oft gerundet. Untergeordnet treten Peloide auf.

- Biogenführende Pelmikrite und Oomikrite / Wackestones: Nur selten treten diese Faziestypen auf. Neben einzelnen Ostrakoden, Muschelschalen, Foraminiferen und Algen (*Orthonella*) ist die Bioturbation vorhanden. Idiomorphe Quarzkristalle sind vereinzelt zu beobachten. Biogene sind oft aufgelöst und sparitisch umkristallisiert. Wegen starker Mikritisierung sind viele Ooide kaum zu erkennen.

- Dolomite: Weite Teile der Karbonatserien sind dolomitisiert. Abhängig von dem Dolomitisierungsgrad sind primäre Komponenten vollständig erkennbar oder nur schlecht

identifizierbar. Bei starker Dolomitisierung sind alle primäre Strukturen und Zemente verwischt und die Gesteine haben ein typisches mosaikartiges Gefüge bekommen. In anderen Gesteinen sind fast alle Komponenten erkennbar, wobei die Matrix, besonders aber die Bioturbationsbereiche mehr oder weniger von der Dolomitisierung erfaßt sind.

- Sandstein: Die Sandsteine der Azilal-Formation bestehen aus Quarzkörnern, etwas Feldspat und Glaukonit. Pyrit, Malachit, sowie Knochen- und Pflanzenreste sind anzutreffen. In den Mikrokonglomerat-Rinnen sind außerdem Gerölle (vor allem Quarz, Quarzit, Granit, Basalt, Tongestein, Sandstein) aus dem Paläozoikum und in geringeren Maßen aus der Trias und dem Jura vorhanden. Das Bindemittel ist z.T. calcitisch.

**Milieu**

Korallen, benthische Fauna, Ooide sowie die beobachteten Gefügemerkmale sprechen für eine Ablagerung im Flachwasser. Schrägschichtungskörper, konglomeratische Rinnenfüllungen in Verbindung mit Pflanzen- und Knochen-Resten von Sauriern sind als küstennah marine Ablagerungen mit zeitweiliger Emersion zu interpretieren oder sogar als fluviatil (vgl. JENNY, 1988).

**Verbreitung/Mächtigkeiten**

Die Gesteine der Azilal-Formation zeigen eine deutliche Entwicklung in ihrer Lithologie von Norden nach Süden, d.h. vom Zentrum zum Rand des Atlas-Golfes. Der kontinentale Einfluß ist im südlichen Teil stärker ausgeprägt. Im Nordwesten (Blatt Zawyat Ahançal) verschwindet die Formation und wird durch offen marine Ablagerungen der "Formation d'Aguerd-n-Tazoult" (JOSSEN, 1990) ersetzt. Am Nordrand des Zentralen Hohen Atlas bei Azilal beschrieb JENNY (1988) sogar eine zeitgleiche Formation ("Formation de Wazzant"), die als kontinental interpretiert wurde. Für ihn bildete die Azilal-Formation also eine Übergangzone zwischen der kontinentalen "Formation de Wazzant" und der marinen "Formation d'Aguerd-n-Tazoult" (JOSSEN 1990). Die Verbreitung der Azilal-Formation beschränkt sich auf den Supratidal/Intertidal-Bereich des Atlas-Golfs. Mächtigkeitsänderungen sind zum Teil durch ein Paläorelief verursacht. Für das Typus-Profil gab JENNY (1988) eine Mächtigkeit von etwa 250 m an. Im Untersuchungsgebiet schwankt die Mächtigkeit von 0 m nördlich von Tafraout bis zu 270 m (Tidrit) bzw. 300 m (Tafraout).

**Alter**

Durch Ammoniten Funde ist die Obergrenze der Gesteine der Azilal-Formation im Arbeitsgebiet als Mittel-Aalenium eingegrenzt. Die Ammoniten der Gattung *Planammatoceras* ex gr. *spinosum* HANTKEN wurden im Bereich der nördlichen Flanke der "Boutonnière" von Ikerzie gefunden (Koordinaten: 127,6/455). Indirekte Datierungen ergeben sich aus weiteren Ammoniten und Foraminiferen, die an der Basis der hangenden Formation gefunden wurden. Dagegen ist die Untergrenze nicht durch Leitfossilien gesichert. Das Einsetzen der unteren Partie dieser Formation im Toarcium-Aalenium kann nur vermutet werden. Am Nordrand des Zentralen Hohen Atlas vermutete JENNY (1988) aufgrund des stratigraphischen Rahmens ebenfalls Toarcium-Aalenium.

**2.2.3.6. TAGOUDITE-FORMATION**

STUDER (1980) beschrieb diese Formation vom Nordrand des Zentralen Hohen Atlas bei Tounfit. Er bezeichnete sie als Folge von Kalksandsteinen und sandigen Mergeln ("Grès calcaires et marnes gréseuses de Tagoudite").

**Typus-Profil**

Das die Tagoudite-Formation umfassende Profil wurde von STUDER (1980) entlang des Tales von Aghbalou-n-Igounza durch die Jbel-Masker-Antiklinale und entlang des Assif Timariyne aufgenommen.
Koordinaten: Profilanfang 522,65/204,40.
Profilende 516,00/193,50.

**Synonyme**

- Sandsteine und Mergel des oberen Teils der "Formation de Tamadout" im Zentralen Hohen Atlas südlich von Beni Mellal nach MONBARON (1981),

- "Grès et marnes gréseuses de Tagoudite" nach BERNASCONI (1983),

- Liv': "Marnes et grès gris à verdatres, débit schisteux nach MONBARON (1985),

- Tagoudite-Formation nach HAUPTMANN (1990),

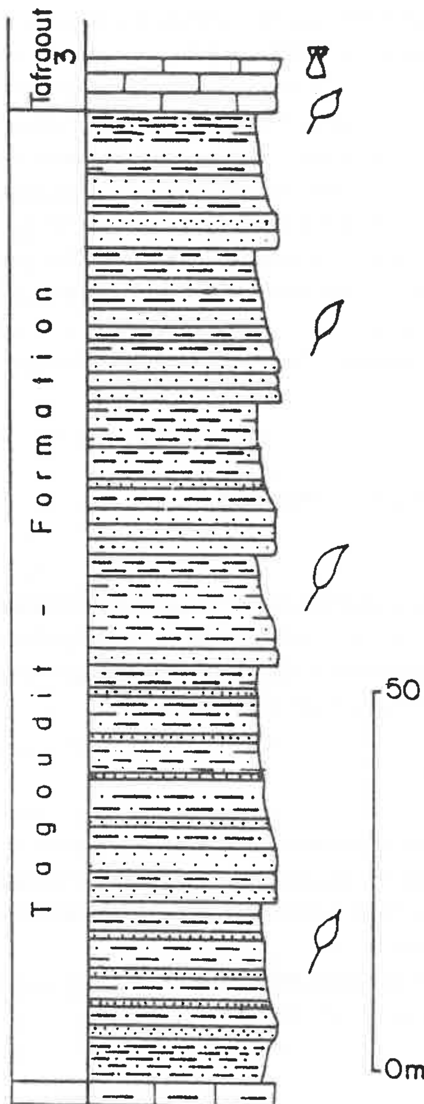



**Abb. 17:** Profil der Tagoudit-Formation bei Tidrit. Zur Lage des Profils vgl. Abb. 5. Legende vgl. 7.

- "Formation de Tamadout" nach JOSSEN (1990).

**Abgrenzung**: Im Arbeitsgebiet wurde die Untergrenze der Tagoudite-Formation durch das Verschwinden der kalkigen Turbidite der Jbel-Ouchbis-Formation eindeutig markiert. Der Übergang wird durch lithologischen Wechsel von karbonatischen nach siliziklastischen Turbiditen charakterisiert. Die Obergrenze ist durch die progradierenden Flachwasser-Karbonatgesteine der Tafraout-Formation 3 definiert.

**Lage der Profile**

Koordinaten: Aguerdzegzaouene:
- Profilanfang: 128,8/478,2
- Profilende:129,3/478,3

Tidrit:
- Profilanfang: 126,1/467,9
- Profilende: 126,2/468,2

Das Tidrit-Profil (Abb. 17) bildet die Fortsetzung des Profils von Ait Touksine (Abb. 13). Über den Kalkturbiditen der Jbel Ouchbis-Formation verläuft es ca. 1 km nördlich des Jbel Akenzoud am östlichen Ufer eines nach Süden entwässernden Flußes.

**Lithologie**

Die Tagoudite-Formation (Abb. 15 und Abb. 17) markiert einen radikalen Wechsel in der liassischen Sedimentation . Die überwiegend aus siliziklastischen Material gebildeten Schichten ersetzen diekarbonatischen Turbidite der Jbel-Ouchbis-Formation. Die Serie besteht aus einer unregelmäßigen Wechsellagerung von grauen und grünen Kalk-Sandsteinen mit sandigen Mergeln und Siltsteinen. Turbidite treten mit Mächtigkeiten im Zentimeter-bis Dezimeter-Bereich auf. Sie bilden Megasequenzen, deren Mächtigkeit 10-20 m erreichen kann.

Megasequenzen werden von unten nach oben durch die Abnahme der Siliziklastika-Korngröße und durch die Zunahme von Mergel-Anteil gekennzeichnet. Gradierungen, Laminationen und Rippelmarken sind vorhanden.

**Organismen**

Lebensspuren sind in diesen Ablagerungen nur in Form von Bioturbationen beobachtet worden. STUDER (1980) und HAUPTMANN (1990) erwähnten aus dem Zentralen Hohen Atlas von Tounfite und aus dem Mittleren Atlas ebenfalls keine Fauna. Dagegen fand BERNASCONI (1983) zahlreiche Ammoniten (*Dactylioceras*), kleine Fische (*Leptolepis*) und Palynomorpha. Pflanzenreste sind vorhanden, teils inkohlt und teils durch Malachit-Imprägnierung konserviert.

**Mikrofazies**

Die makroskopisch dünngeschichteten grauen und grünen Turbidite der Tagoudite-Formation bestehen im allgemeinen aus feinkörnigem Silt (Taf. 6, Abb. 2). Örtlich und zeitlich wechselt der Prozentsatz der Siliziklastika und des Karbonatdetritus (Taf. 6, Abb. 3). Der siliziklastische Anteil ist durch Quarzkörner und etwas Feldspat vertreten. Glaukonit ist oft anzutreffen. Mikritischer Karbonatdetritus schwankt zwischen 15% und 60%. Die Matrix ist mikritisch. Gut sortiert und gut gerundet, deuten die Komponenten auf ein weit entferntes Liefergebiet hin. Pyrit kann in Nestern angereichert oder in einzelnen Lagen feindispers verteilt sein.

**Milieu**

Siliziklastische Turbidite weisen auf ein offen marines Ablagerungesmilieu hin (COOK & MOULINS, 1983). Lokale Sedimentationsunterbrechungen und das Auskeilen der Formation im Zusammenhang mit dem Paläorelief sowie Pflanzenreste zeigen, daß der karbonatische Anteil der Turbidite aus benachbarten Emersionszonen angeliefert wurde. Schrägschichtungen, laterale Zunahme der Korngrößen der Siliziklastika und Mächtigkeitsschwankungen sprechen für verschiedene Liefergebiete. Ursächlich sind wahrscheinlich Bewegungen entlang von Paläostörungszonen, die auch im Toarcium reaktiviert wurden. Am Nordrand des Zentralen Hohen Atlas nahmen BRECHBÜHLER et al. (1988) und STUDER (1980) die Meseta bzw. Haute Moulouya als Liefergebiete an. Dagegen hielt HAUPTMANN (1990) einen trogparallelen Sediment-Transport von siliziklastischen Ablagerungen aus dem Bereich der "Marnes àchocolat" sensu MONBARON (1985) sie entsprechen der Azilal-Formation - für wahrscheinlicher.

**Verbreitung/Mächtigkeiten**

Die Turbidite der Tagoudite-Formation sind im Zentralen Hohen Atlas weit verbreitet. Im Arbeitsgebiet keilen die Sedimente dieser Formation gegen Hänge von Paläoreliefs (Jbel Akenzoud, Tarakhsa-Schlucht) oder gegen Boutonnières Agoulzi) aus. Ihre Mächtigkeit beträgt bis zu 320 m. Im Zentralen Hohen Atlas von Tounfit und Rich ermittelten STUDER (1980) und BERNASCONI (1983) Mächtigkeiten von 35-200 m. Nach MONBARON (1981) beträgt die Mächtigkeit vergleichbarer Gesteine im Zentralen Hohen Atlas von Beni Mellal 250 m. Für den Zentralen Mittleren Atlas erwähnte HAUPTMANN (1990) Sedimentationsunterbrechungen im Zusammenhang mit der Ausbildung eines Emersionsgebietes während der Ablagerung dieser Formation. BRECHBÜHLER (1988) beschrieb das vollständige Auskeilen dieser Formation nach Osten etwa im Bereich der Straße Midelt-Errachidia.

**Alter**

Nach den Ammoniten (*Dactylioceras* sp.) gehört die untere Partie der Tagoudite-Formation zum Unteren Toarcium. Direkt oder indirekt wurden die siliziklastischen Turbidite dieser Formation von vielen Autoren (unter anderen STUDER, 1980; BRECHBÜHLER, 1988; MONBARON, 1981) als Unter- bis Mittel-Toarcium datiert. JOSSEN (1990) fand auf Blatt Zawyat Ahançal Ammoniten (*Tauromeniceras* cf. *nerina* FUCINI) des Oberen Domerium an der Basis vergleichbarer Gesteine (Tamadout-Formation).

**2.2.4. BAJOCIUM**

Die Schichtfolge des Bajociums, deren Parallelisierung und Mächtigkeitsänderungen sowie die Verteilung von Mikrofazies-Typen innerhalb des Arbeitsgebietes wird an den Profilen Tidrit, Tamtatoucht, Aguerdzegzaouene und Titaouine demomstriert. Das Profil Tidrit erlaubt die beste Charakterisierung und Untergliederung der Schichtfolge.

Über der Wechselfolge bunter Mergel und gelber Dolomite der Azilal-Formation folgen fossilfreie Kalke, biodetritische Kalke, blaue Mergel und eine fossilreiche Wechselfolge von Ooidsand-Barren und roten Mergeln. Die Serie kann im allgemeinen nach lithologischen und karbonatpetrographischen Kriterien in vier größere, auch im Gelände kartierbare Formationen eingeteilt werden.

**BIN-EL-OUIDANE-GRUPPE**

Die Bezeichnung wurde von MONBARON (1981) für eine Abfolge von Kalk-Mergel-Kalk ("Trilogie") im Atlas von Beni Mellal eingeführt. Diese Gruppe wird in vier Formationen aufgeteilt (vgl. Abb. 19).

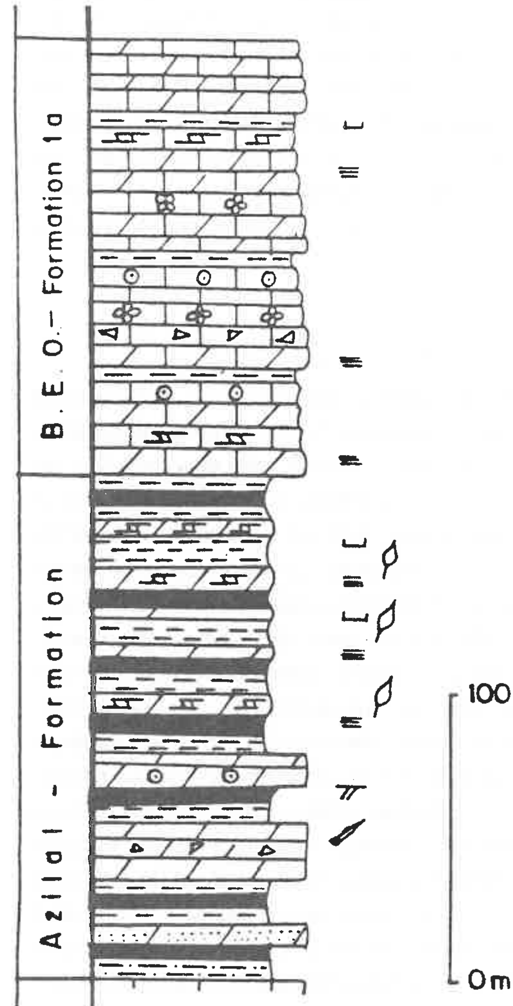
**Typus-Profil**

Aus vielen Teil-Profilen zwischen Bin El Ouidane (399/168) und Tizi-Rnim (407/177) wurde ein synthetisches Profil nach

MONBARON zusammengestellt (JENNY & MONBARON 1981).

**Synonyme**

- "Calcaires corniches" im Mittleren Atlas nach TERMIER (1936) und DRESNAY (1963),
- "Dogger marin" nach BOURCARD & ROCH (1942),
- "Dogger" nach ROCH (1939), ROLLEY (1978) und LEVEQUE (1952, 1961),
- "Jurassique moyen" nach DUBAR (1952) und CHOUBERT et al. (1956),
- "Formation de R'cifa" im Mittleren Atlas nach DRESNAY (1963) bzw. HAUPTMANN (1990),
- Obere Partie der "Marnes et marno-calcaires" der "Formation d'Agoudim" im Zentralen Hohen Atlas bei Tounfit nach STUDER (1980),
- Obere Partie der "marnes et marnocalcaires" der "Formation d'Agoudim" im Zentralen Hohen Atlas bei Rich nach BERNASCONI (1983),
- "Groupe de Bin El Ouidane" am Nordrand des Zentralen Hohen Atlas nach MONBARON (1985), JENNY (1988), JOSSEN (1990).




### 2.2.4.1. BIN-EL-OUIDANE-FORMATION 1a

**Synonyme**

- "Calcaires corniches" in Mittleren Atlas nach TERMIER (1936) und DRESNAY (1963),
- Untere Partie der "Formation de Bin El Ouidane 1" nach MONBARON (1985) und JENNY (1988),
- "calcaires à bird's eyes " und "Formation des Ait Abdi" nach JOSSEN (1990).

**Abb. 18:** Profil der Azilal- und Bin-El-Ouidane-Formation 1a bei J. Aguerdzegzaouene. Zur Lage des Profils vgl. Abb. 5. Legende vgl. Abb. 7.

**Abgrenzung**: Die Untergrenze ist durch den ausgeprägten lithologischen Wechsel von bunten Mergeln und gelben Dolomiten der Azilal-Formation zu Flachwasser-Karbonatgesteinen gekennzeichnet. Die Obergrenze wird gezogen beim Einsetzen der Wechselfolge biodetritischer und/oder oolithischer Kalke und grüner Mergel.

**Lithologie**

Im Gelände bildet die untere Partie der Bin-El-Ouidane-Formation 1a meist markante Schichtstufen von mehreren Zehnermetern Mächtigkeit. Es handelt sich um Kalkbarren, die 10-15 m mächtig (Abb. 18) sind. Die Mächtigkeit der Bänke nimmt von unten nach oben ab. Die Formation ist aus kalkigen Zyklen mit mikritischen Lagen reich an bird's eyes, Algen und dünnen Dolomit-Lagen zusammengesetzt. Fossil-Anreicherungen in der oberen Partie bilden den einzigen Unterschied zum Liegenden. Unregelmäßig sind Onkoide oder Ooide zu beobachten.

**Organismen**

Die Gesteine der unteren Partie sind weitgehend fossilfrei. Nur eine Vielzahl von Algen und vereinzelte Lamellibranchiaten sind für diesen Teil der Abfolge charakteristisch. In der oberen Partie nehmen die Faunendiversität und die Individuendichte kontinuierlich zu. Neben der Arten- und individuenreichen Brachiopoden-Fauna sind vor allem Lamellibranchiaten, aber auch Gastropoden, Echinodermen, solitäre korallen und Algen vorhanden. Kleinwüchsige Foraminiferen überwiegend lituolider, aber auch textulariider Gattungen wie *Everticyclammina* oder *Haurania* sind vertreten. Das Auftreten von *Timidonella sarda* BASSOULET, CHABRIER et FOURCADE (1976) belegt die von SEPTFONTAINE (1984, 1986) definierte Biozone F.

**Mikrofazies**

In der unteren Partie der Bin-El-Ouidane-Formation 1a treten meist Biomikrite/Mudstones bis Wackestones auf. Das Mikroleitfossil *Timidonella sarda* kommt hier vor. Daneben sind ruditische Fragmente von Lamellibranchiaten, Echinodermen, Brachiopoden, Algen und Foraminiferen (z.B. *Textularia*) vorhanden. Abiogene Komponenten sind durch Peloide, Intraklasten und vereinzelte Onkoide vertreten. Pseudomorphosen nach Evaporiten sind stellenweise zu beobachten.

Biomikrite bis Biosparite/Wackestones mit Bioturbation. In den meisten Proben kommen Fenstergefüge und Hohlräume, manchmal mit Geopetalgefügen, vor.

Bio-, Pelsparite / Packstones bis Grainstones: In der oberen Partie dieser Formation nimmt der Biogenanteil kontinuierlich nach oben hin zu. Sie weisen unterschiedliche Gehalte an biogenem Detritus auf. Echinodermen sind fast in allen Proben vertreten. Daneben finden sich Brachiopoden, Lamellibranchiaten, wenige Gastropoden, Algen und solitäre Korallen. Am Aufbau der Gesteine sind auch in unterschiedlichem Anteil Ooide, Intraklasten und Peloide beteiligt.

Onkoid-Fazies / Packstones: In der oberen Partie dieser Formation treten unregelmäßig in mikritischer oder pelmikritischer Matrix kleine bis großdimensionierte Onkoide auf. Daneben sind Echinodermen, Gastropoden, Foraminiferen und Brachiopoden vorhanden. Sowohl Bioturbation als auch Hohlräume, die durch die Auflösung vereinzelter Onkoide entstanden sind, können beobachtet werden. Die Matrix ist gelegentlich partiell ausgewaschen, so daß abrupte Fazies-Wechsel mit scharfen erosiven Grenzen zwischen mikritischer und sparitischer Matrix zu beobachten sind. Dies entspricht einer Sturmablagerung.

Eventstone: Selten schaltet sich dieser Mikrofazies-Typ in die Serie ein. Sturmereignisse sind durch schichtparallele Erosiv-Kontakte zwischen einem Oomikrit und dem Oosparit belegt.

Unregelmäßig schalten sich in die Serie Cyanobakterien-Algen- Matten ein. Sie bestehen aus Packstones bis Grainstones mit Aggregatkörnern, Rindenkörnern und vereinzelten Intraklasten in Verbindung mit Fenstergefügen.

**Milieu**

Die Sedimente der basalen Formation der Bin-El-Ouidane-Gruppe wurden im inter- bis supratidalen Bereich abgelagert. Fossilarme und mikritische Kalkzyklen mit den charakteristischen bird's eyes der unteren Partie wurden in niederenergetischen Supratidal-Bereichen bzw. in geschützten Lagunen gebildet. Für den Atlas von Azilal beschrieb JENNY (1988) dieselben Ablagerungsbedingungen bei der Interpretation der "Formation de Bin El Ouidane 1".

Nach der Ablagerung der regressiven Azilal-Formation war das Paläorelief vorangegangener Perioden nivelliert. Darüber folgen transgressiv die Flachwasser-Karbonatgesteine der

Bin-El-Ouidane-Formation 1a.

**Verbreitung/Mächtigkeiten**

Die Gesteine der Bin-El-Ouidane-Formation 1a beschränken sich auf den Plattform-Bereich im Dogger. Sie sind im westlichen Teil des Zentralen Hohen Atlas und im Mittleren Atlas großflächig aufgeschlossen (vgl. HAUPTMANN 1990) und entsprechen einem neuen sedimentären Zyklus. Die Aufschlüsse befinden sich im Zentrum des Zentralen Hohen Atlas (MONBARON 1985, JOSSEN 1990) und verzahnen sich nach Norden mit der Tanant-Formation 1 (JENNY 1988). Nach Osten verzahnen sie sich fortschreitend mit den Mergel-Serien der unteren Partie der Agoudim-Formation sensu STUDER (1980). In den Boutonnières bzw. Störungszonen wurden sie mit einer Winkel-Diskordanz auf den triassischen und/oder liassischen Serien abgelagert. Im Untersuchgsgebiet ist der generelle Trend festzustellen, daß die Mächtigkeiten von Osten nach Westen und gegen die Boutonnières abnehmen. Die Mächtigkeiten schwanken zwischen Tidrit südöstlich von Msemrir bzw. Titaouine nördlich von Msemrir durschschnitlich um 130-140 m. Im Atlas von Beni Mellal machte MONBARON (1981) für vergleichbare Gesteine Mächtigkeitsangaben von etwa 50 m. Dies entspricht den Mächtigkeiten der Bin-El-Ouidane-Formation 1 (sensu MONBARON 1981 und JENNY 1985). Die Mächtigkeitsänderung zwischen dem Süd- und dem Nordrand des Zentralen Hohen Atlas deutet auf eine relativ hohe Subsidenzrate im Bereich des Südrandes.

**Alter**

Die Datierung der Gesteine der Bin-El-Ouidane-Formation 1a basiert im Untersuchungsgebiet auf Funden vereinzelter Ammoniten und auf kleinwüchsigen Foraminiferen der Gattung *Timidonella*. Nördlich von Ikerzie führen die obersten Bänke der liegenden Azilal-Formation Ammoniten (*Planammatoceras* ex gr. *spinosum* HANTKEN), die Mittleres Aalenium belegen. Nordwestlich derselben Boutonnière wurden Ammoniten der Sauzei Zone (*Otoites* sp.) in den untersten Schichten der Bin-El-Ouidane-Formation 2 gefunden. Daher wird die Bin-El-Ouidane-Formation 1a als Ober-Aalenium bis Unter-Bajocium datiert. Im westlichen Teil des Zentralen Hohen Atlas nahmen JENNY & COUVREUR (1988) nach Foraminiferen-Funden (*Timidonella sarda*) und JOSSEN (1990) nach Ammoniten-Funden für die ganze Gruppe von Bin El Ouidane ein Bajocium-Alter an. Im Mittleren Atlas belegt DRESNAY (1988) durch Ammoniten (*Morphoceras*, *Ebraiceras*) im Hangenden vergleichbarer Abfolgen (R'cifa-Formation) das Unter-Bathonium.

### 2.3.4.2. BIN-EL-OUIDANE-FORMATION 1b

**Synonyme**

- Obere Partie der "Formation de Bin El Ouidane 1" am Nordrand des Zentralen Hohen Atlas nach MONBARON (1981) und JENNY (1988).

- R'cifa-Formation nach DRESNAY (1963) und HAUPTMANN (1990).

**Abgrenzung**: Die Untergrenze der Bin El Ouidane-Formation 1b ist durch das Einsetzen der Wechselfolge grüner Mergel und Kalkbänke in Verbindung mit Fossil-Anreicherungen definiert. Die Obergrenze fällt mit dem Einsetzen der blauen Mergel der Bin-El-Ouidane-Formation 2 zusammen.

**Lithologie**

Lithologisch stellt die Bin-El-Ouidane-Formation 1b einen Übergang von den Kalkgesteinen der Bin-El- Ouidane-Formation 1a und den blauen Mergeln der Bin-El-Ouidane-Formation 2 dar. Sie besteht aus einer Wechselfolge grauer Kalke und grüner Mergel. Der Mergelanteil nimmt von unten nach oben zu. Ihre Mächtigkeit variiert von 20 cm bis 20 m. In Kalkbänken mit einer Mächtigkeit von 30 bis 80 cm sind breite Rinnenfüllungen entwickelt, deren maximaler Durchmesser 10 bis 20 m erreichen kann. Die Kalkbänke zeigen charakteristische Schrägschichtungen. Ooide und biogener Detritus bilden die Hauptkomponente der Kalkgesteine. Regelmäßig treten in den Mergeln und Kalken Brachiopoden-Pflaster auf. Bioturbation und Aufarbeitungs-horizonte sind häufig. Synsedimentäre Brekzisierung und Trockenrisse kommen oft vor.

**Organismen**

Faunendiversität und Individuenzahl nehmen innerhalb der Bin-El-Ouidane-Formation 1b kontinuierlich von unten nach oben zu. Neben Lamellibranchiaten und Gastropoden (Nerineen) sind vor allem Brachiopoden am Aufbau der Kalkbarren beteiligt. Außerdem sind Echiniden, Bryozoen und Serpeln häufig zu beobachten.

Vereinzelte Foraminiferen der Gattungen *Textularia* und *Everticyclamina* finden sich vereinzelt in oolithischen und/oder biodetritischen Kalkbänken. Sporadisch laßen sich Laminit-Lagen beobachten, die auf stromatolithische Cyanobakterien-Assoziationen zurückgeführt werden

können. Selten sind bestimmbare Korallen-Relikte.

Als eine Besonderheit sind Sauropoden-Fährten auf einer Schichtfläche im Gebiet südwestlich Ait Atou ou Moussa (ISHIGAKI 1988) zu erwähnen. Ihre sehr unscharfen Umrisse (Taf. 6, Abb. 6) zeigen an, daß sie in kaum verfestigten Kalkschlamm eingedrückt worden sind.

**Mikrofazies**

Die meisten Kalke der Bin-El-Ouidane-Formation 1b bestehen aus Biospariten und Oospariten/Grainstones bis Packstones sowie aus Biomikriten/Wackestones bis Mudstones. Sie sind durch den Reichtum an Lamellibranchiaten, Echinodermen und vor allem an Brachiopoden gekennzeichnet. Gastropoden, Bryozoen, solitäre Korallen und Algen sind nicht selten. Dagegen sind Foraminiferen nur vereinzelt anzutreffen.

Bei den Ooiden handelt es sich in der Regel um Einzelooide; Polyooide sind selten zu beobachten. Sie sind meist tangential strukturiert, radialstrahlige sind ebenso vorhanden. Durch eine Mikritisierung wurden primäre Strukturen teilweise sehr stark überlagert. Als Ooidkern tritt meist Biogendetritus auf; Quarzkörner sind selten.
Onkoid Fazies: Unregelmäßig tritt Onkoid-Fazies/Packstone bis Wackestone in sparitischer (Taf. 5, Abb. 6) oder mikritischer Matrix auf. Generell haben die Onkoide mm- bis cm-Stärke. Lokal sind aber größere Onkoide bis zu 5 cm Durchmesser anzutreffen. Als Onkoidkerne treten meist Fragmente von Lamellibranchiaten, Brachiopoden und Echinodermen auf. Auch Gastropoden, Foraminiferen, Quarzkörner und gelegentlich Ooide wurden umkrustet. Untergeordnet sind Intraklasten, Ooide und Peloide vorhanden. Manche Komponenten sind angebohrt und mit mikritischen Schlamm gefüllt.

Unregelmäßig schalten sich in die Serie Laminite ein, die in Verbindung mit Fenstergefügen, Peloiden, Aggregatkörnern und Rindenkörnern eine Cyanobakterien-Assoziation belegen. Dabei deuten Mikrobrekzien auf periodische Austrocknung hin. Selten tritt ein feinkörniger Intramikrit-Wackestone mit Quarz- und Karbonatdetritus, Bioturbation und gelegentlichem Geopetalgefüge auf.

Am Rand der Batholithe sind die Gesteine der Bin-El-Ouidane-Formation 1b stark dolomitisiert und umkristallisiert; die Komponenten treten dann nur als Phantom-Strukturen auf.

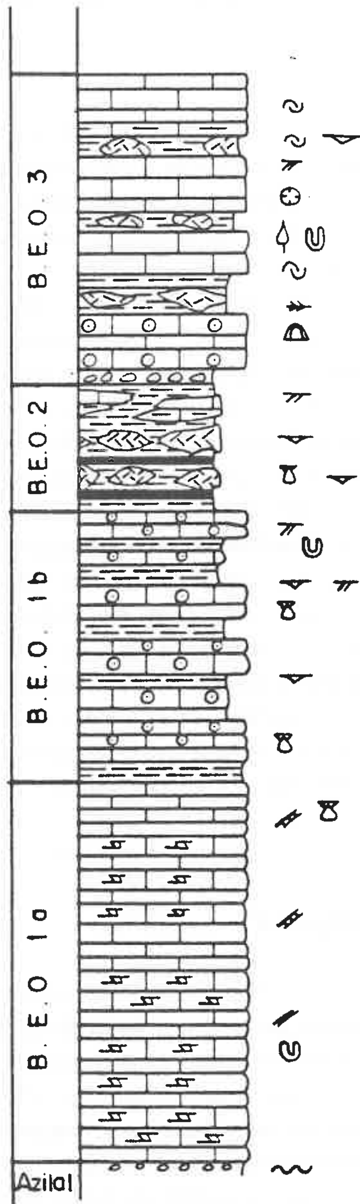
Oft ist eine starke Kompaktion durch Stylolithen und schichtparallele Anreicherungen der Komponenten belegt.

**Milieu**

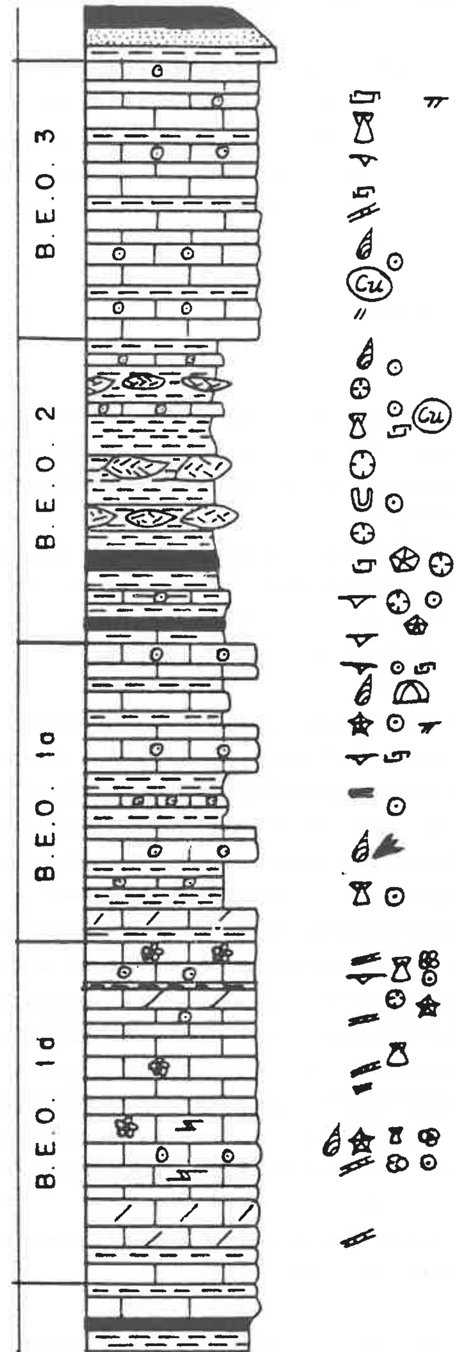
Oosparite und/oder Biosparite / Grainstones bis Packstones, Rinnenfüllungen und die zunehmende Faunendiversität und Individuenzahl sind charakteristisch für hochenergetische Ablagerungsräume mit gutem Närstoffangebot bei normaler Salinität. Rinnenfüllungen, Schrägschichtung und lokale Anreicherungen von Fossilien zeigen, daß der Ablagerungsraum von zahlreichen Kanälen durchzogen wurde. Der zunehmende Mergel-Anteil deutet auf einen Anstieg des Meeresspiegels. Die geographische Verteilung der grünen Mergel im Zusammenhang mit dem Auftreten einer offen marinen Fauna (Ammoniten und Belemniten) weist auf einen gegen Nordosten weiträumigen und einheitlichen Ablagerungsraum hin. Dennoch muß dieser zeitweilig nahezu oder gänzlich trockengefallen sein, was durch Sauropoden-Fährten und Trockenrisse bei Ait Atto ou Moussa belegt wird. Im Bereich der Blätter Tounfit und Imilchil fehlen die Gesteine der Bin-El-Ouidane-Formation 1b völlig. Die Wechsel zwischen den oolithischen und/oder biodetritischen Kalken und den grünen Mergeln können ihre Ursachen in eustatischen Meeresspiegelschwankungen haben.

**Verbreitung/Mächtigkeiten**

Die Verbreitungsräume der Gesteine der Bin-El-Ouidane-Formation 1b stimmen ungefähr mit denen der Bin-El-Ouidane- Formation 1a überein. Im Untersuchungsgebiet nimmt der Mergelanteil nach Nordosten zu. Lateral sind die Mergel-Serien der Bin-El-Ouidane-Formation 2 im Hangenden mit den Sedimenten der Bin-El-Ouidane-Formation 1b verzahnt. Dem lithologischen Wechsel entspricht eine Zunahme der Mächtigkeit von Südwesten nach Nordosten (von 100 m bei Tidrit auf 140 m bei Titaouine).




100
0 m




A

B

**Abb. 19:** Profile der Bin-El-Ouidane-Gruppe bei Tidrit (A) und Titaouine (B). Zur Lage des Profils vgl. Abb. 5 Legende vgl. Abb. 7.

**Alter**

Ammoniten der Bin-El-Ouidane-Formation 2 im Hangenden belegen das Mittel-Bajocium. Die kleinwüchsige Foraminifere *Timidonella sarda* innerhalb Bin-El-Ouidane-Formation 1a im Liegenden dürfte dem Oberen Aalenium bis Unteren Bajocium zugeordnet werden (JOSSEN et al. 1987). Daraus würde sich als Zeit-Intervall Ober-Aalenium bis Mittel-Bajocium ergeben.

**2.2.4.3. BIN-EL-OUIDANE-FORMATION 2**

**Synonyme**

- "Formation de Bin El Ouidane 2" nach MONBARON (1985) und JENNY (1988),

- "Calcaires marneux" der "Groupe de Bin El Ouidane" nach JOSSEN (1990).

**Abgrenzung**: Die Untergrenze ist durch einen Farbumschlag von grauen zu blauen Farbtönen in Verbindung mit dem Einsetzen von Mergel gekennzeichnet. Dieser Umschwung der Sedimentation entspricht eine Verflachung des Reliefs. Die Obergrenze ist definiert durch das Wiedereinsetzen einer Wechsellgerung Kalk/Mergel.

**Lithologie**

Ein deutlicher Farbumschlag kennzeichnet das Einsetzen der Bin-El-Ouidane-Formation 2. Die Wechselfolge von grauen Kalken und grünen Mergeln im Liegenden wird von blauen Mergeln mit untergeordneten Einschaltungen von grauen Ooidkalken überlagert.

Charakteristisch für die Gesteine der Bin-El-Ouidane-Formation 2 sind die massigen Zweiklapper-Anreicherungen, die lokal als Brachiopoden- und/oder Lamellibranchiaten-Mounds ausgebildet sind, sowie die Korallen-Patch-Riffe. Zwei rote Mergel-Horizonte sind typisch für die untere Partie dieser Formation. Unregelmäßig schalten sich oolithische und/oder biodetritische Bankkalke ein. Rinnenfüllungen und Schrägschichtungen sind nicht selten.

Die Wechsellagerung von Mergeln und mergeligen Kalken ist unvollkommen entwickelt. Kalkbänke werden nicht immer durch Mergel-Lagen getrennt. Generell nimmt der Mergelanteil nach oben kontinuierlch zu. Dies ist besonders nach Nordosten zu stark ausgeprägt. Tendenziell nimmt der Mergel-Anteil von den Synklinalen gegen die Antiklinalen ab. In der Nähe der "Boutonnières" keilen die Mergel-Horizonte meist aus.

**Organismen**

Eine hochdiverse Makrofauna zeichnet die Gesteine der Bin-El-Ouidane-Formation 2 aus. Zahlreich an Individuen und Arten sind Riffbildner und Riffbewohner. Korallen und Algen bilden Patch-Riffe in Meter-Bereich. Brachiopoden und Lamellibranchiaten bilden Bioherme bis zu 10 m Länge und 2 m Höhe. Untergeordnet sind Gastropoden, Echinodermen und Bryozoen zu beobachten. Gelengentlich sind eingeschwemmte Pflanzenreste anzutreffen.

**Mikrofazies**

Die Mergelkalke bestehen überwiegend aus Biomikrite-Mudstones bis -Wackestones und Biointramikrite packestones bis grainstones. In der mikritischen Matrix schwimmen neben den Foraminiferen vereinzelte Schwamm-Nadeln, Filamente, Peloide und terrigener Detritus. Biogene sind oft in Sparit umkristalitisiert. Biologische Aktivität ist auch durch Bioturbation registriert. Feindisperser oder in Nestern angereicherter Pyrit ist häufig.

Die innerhalb der blauen Mergel eingeschalteten fossilreichen Mudmouds zeigen eine hohe Diversität der Fauna an. Mikrofaziell finden in diesen Strukturen Boundstones, Rudstones und Framestones. Die Lebensbedingungen dürften günstig gewesen sein.

Daneben sind Biosparite und Intra-Oosparite / Packstones bis Grainstones oft anzutreffen. Die Matrix kann aus schwach (Taf. 4, Abb. 3) bis stark ausgewaschenem Mikrit bestehen. Hauptkomponenten sind Ooide und/oder Biogene (Lamellibranchiaten, Echinodermen, Gastropoden, Algen, Serpeln und Foraminiferen); daneben kommen Intraklasten und Peloide vor. Mikritisierte Komponenten sind häufig. Authigene Quarze kommen vereinzelt vor. In einzelnen Proben sind Pseudomorphosen nach Evaporiten zu beobachten. Die blaue Farbe kann durch eine feine Eisen-Imprägnierung verursacht werden. Drucklösung ist durch Stylolithen angezeigt.

**Milieu**

Die Häufigkeit an Arten und Individuen weist in der Bin-El-Ouidane-Formation 2 auf optimale Lebensbedingungen hin. Oolitische und/oder biodetritische Kalke wurden in hochenergetischen Flachwasserbereichen (vgl. LOREAU &

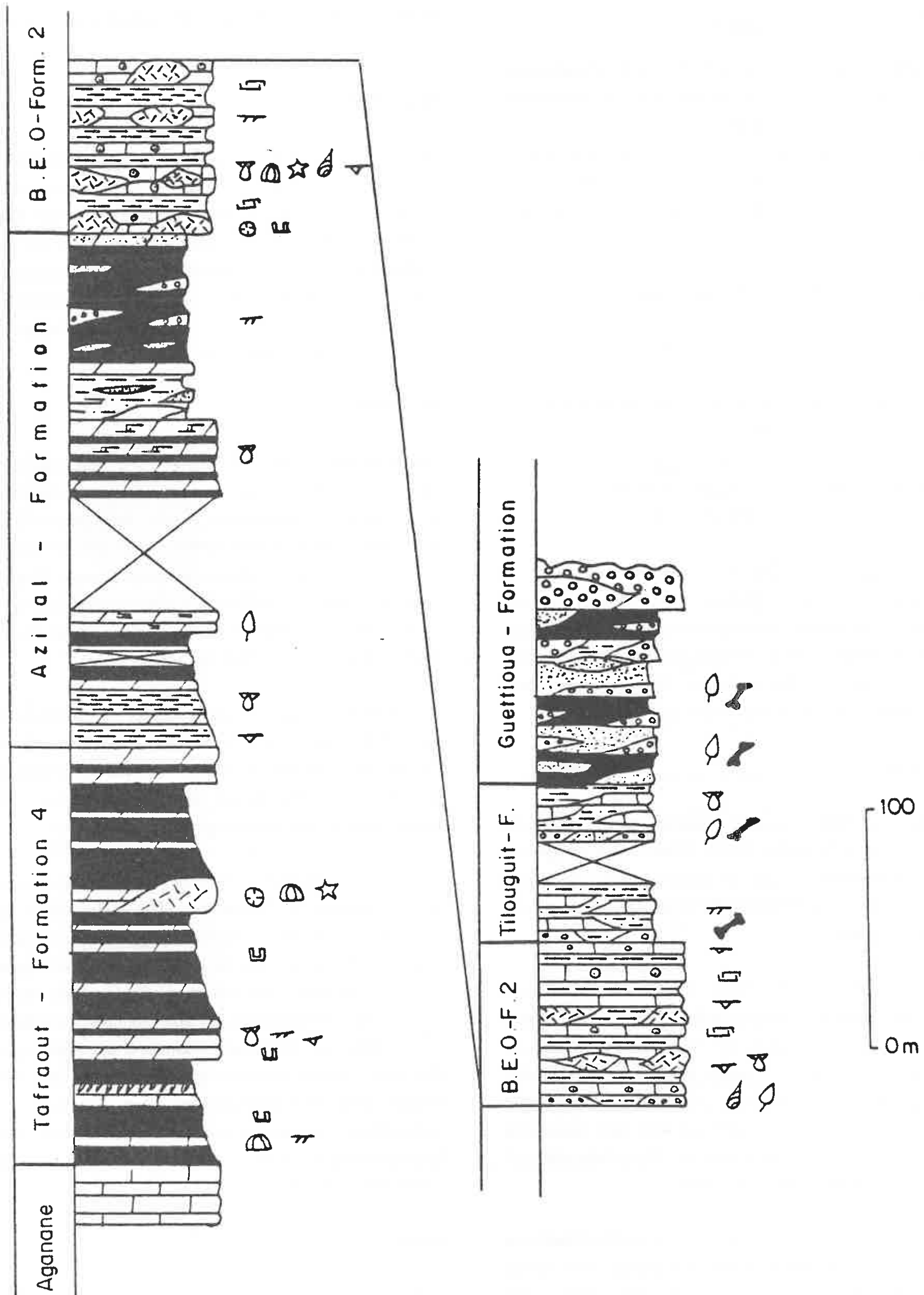



**Abb. 20:** Profil der Tafraout-Formation 4, Azilal-Formation, Bin-El-Ouidane-Formation 2, Tilougguit- und Guettioua-Formation bei Tamtatoucht. Zur Lage des Profils vgl. Abb. 5. Legende vgl. Abb. 7.

PURSER, 1973) abgelagert. Lokale Anreicherungen von Zweiklappern in Rinnenfüllungen stehen in Verbindung mit Gezeiten-Kanälen (vgl. R'cifa-Formation, HAUPTMANN, 1990). Die Verteilung von Pflanzenresten deutet auf ein nahgelegenes Liefergebiet in der Region von Tidrit hin.

Vereinzelte Ammoniten und Belemniten, der kontinuierliche Übergang zur offen marinen Sedimenten nach Nordosten und die Fossilführung (Korallen, Brachiopoden, Lamellibranchiaten und Echinodermen) zeigen die engräumige Verzahnung von Flach- bzw. Tiefwasserbedingungen während der Ablagerungen der Bin-El-Ouidane-Formation 2. Patch-Riffe können von ahermatypischen Korallen gebildet werden, die an relativ tiefes Wasser angepaßt waren, weil sie keine Symbiose mit den Algen brauchten. Die Anreicherungen von benthischen Organismen werden jedoch auf Umlagerungen in Gezeitenkanälen zurückgeführt. Oolithische und/oder biodetritische Bankkalke könnten Tiefstände des Meeresspiegels im Atlas-Golf belegen. Während der Ablagerung dieser Formation veränderte sich die Paläogeographie im Arbeitsgebiet und seiner näheren Umgebung durch den fortschreitenden Übergang von hemipelagischen zu neritischen Sedimenten. Es gab keine Riff-Barriere wie im Zeitabschnitt Sinemurium-Pliensbachium.

**Verbreitung/Mächtigkeiten**

Oberflächlich stimmen im Arbeitsgebiet die Verbreitungsräume der Gesteine der Bin-El-Ouidane-Formation 2 mit denen der Bin-El-Ouidane-Formation 1a im Liegenden überein. Außerdem dokumentieren sie weit verbreitete Tiefwasser-Bereiche im Bajocium. Angaben über die Mächtigkeiten sind sehr unterschiedlich. Es zeigt sich jedoch eine klare Zunahmme von Südwesten nach Nordosten bzw. von den großen Paläostörungszonen zu den Becken-Achsen. In Tidrit und Titaouine betragen die Mächtigkeiten 40 m bzw. 120 m. Gegen Nordosten kann die Mächtigkeit sogar 200 m erreichen. Nach Süden (Südflanke der Mulde von Tamtatoucht) werden die Serien der Bin-El-Ouidane-Formation 2 durch den kontinentalen Einfluß (Pflanzenreste und Terrigendetritus) stark geprägt. Nach Nordosten (Tounfit und Imilchil) entwickeln sich die Tiefwasser-Serien der unteren Partie der Agoudim Formation (STUDER, 1980). Für den Nordrand des Zentralen Hohen Atlas veröffentlichte JENNY (1988) Mächtigkeitangaben von etwa 70 m, nach Nordosten und Südwesten können die Mächtigkeiten 1000 m erreichen (STUDER, 1980.; BERNASCONI, 1983; JENNY, 1988).

**Alter**

Das Alter Mittel-Bajocium wurde durch AmmonitenFunde der Sauzei-Biozone (*Otoites* sp.) an der Basis der Bin-El-Ouidane-Formation 2 belegt.

### 2.3.1.4. BIN-EL-OUIDANE-FORMATION 3

**Synonyme**

- "Barre à Rynchonelles" nach ROLLEY (1978),
- "Formation de Bin El Ouidane 3" nach MONBARON (1985) und JENNY (1988),
- "Calcaires à oncolithes" nach JOSSEN (1990).

**Abgrenzung**: Die Untergenze ist durch das Wiedereinsetzen der Kalk-Ablagerungen über den blauen Mergeln der Bin-El-Ouidane-Formation 2 in Verbindung mit einem lokalen Konglomerat-Horizont definiert. Die Obergrenze wird durch das Einsetzen der siliziklastischen Ablagerungen in Verbindung mit einer lokalen Erosionsdiskordanz gekennzeichnet.

**Lithologie**

Die Formation beginnt mit einem unregelmäßigen, dünnen Konglomerat-Horizont. Unter den Komponenten der Konglomerate sind lokale jurassische Gerölle zu beobachten. Darüber folgt eine morphologisch vorstehende Folge von oolithischen und biodetritischen Kalken und/oder sandigen Kalken mit häufiger Schrägschichtung. Rinnenfüllungen, deren Mächtigkeit 10 bis 15 Meter erreichen kann, sind häufig. Blaue Mergel, in denen Zweiklapper-Mounds und Korallen-Patch-Riffe eingeschaltet sind, sind auf lokale Aufschlüsse beschränkt. Ferner sind zahlreiche Aufarbeitungshorizonte zu beobachten. Große Onkoide von bis 5 cm Durchmesser, synsedimentäre Brekzien und Trockenrisse sind ebenfalls charakteristisch.

**Organismen**

Die Bin-El-Ouidane-Formation 3 führt ein reiches Organismen-Spektrum. Zahlreiche Riffbildner und Riffbewohner sind überliefert. Neben den arten- und individuenreichen Brachiopoden und Lamellibranchiaten sind vor allem Korallen und Algen am Aufbau der Patch-Riffe beteiligt. Megalodonten, die sonst nur aus die liassischen Plattform Bereichen beschrieben wurden, sind als

charakteristisches Merkmal dieser Formation anzusehen. Untergeordnet sind Echinodermen, Gastropoden und solitäre Korallen in die biodetritischen Kalkbänke eingeschaltet. Daneben enthielten manche Proben vereinzelte Foraminiferen.

**Mikrofazies**

Im Gegensatz zu der Bin-El-Ouidane-Formation 2 im Liegenden sind karbonatische Mikrofazies-Typen der Bin-El-Ouidane-Formation 3 durch einen progressiven Einfluß von terrigenem Detritus gekennzeichnet.

Boundstones der innerhalb der blauen Mergel eingeschalteten Patch-Riffe und Kalkbänke, sowie Biosparit, Biomikrit (Taf. 4, Abb. 4) Oosparit enthalten mehr oder weniger terrigene Detritus neben Glaukonit und Pflanzenreste.

Gut sortierte Oosparite / Grainstones bis Packstones enthalten Peloide und Rindenkörner. Ooide sind tangential- und radialstrahlig, z.T. mechanisch beansprucht und oft stark mikritisiert.

Akzessorisch ist ein Oo- oder Intramikrit / Mudstone, Wackestone bis Packstone vorhanden. Neben vereinzelten Onkoiden treten Lamellibranchiaten, Echinodermen, Bryozoen und Gastropoden auf. Oft ist der Biogenanteil herausgelöst und in Sparit umkristallisiert. Feinkörnig oder in Form kleiner Würfel ist Pyrit häufig.

**Milieu:**

Die Gesteine der Bin-El-Ouidane-Formation 3 wurden während der letzten Regression des Jura-Meeres im Hohen Atlas unter Flachwasserbedingungen abgelagert. Ooidsand-Baren belegen den hochenergetischen Charakter der Ablagerungen (vgl. LOREAU & PURSER, 1973). Im oberen Teil belegt das Vorkommen terrigenen Materials die Verlandung des Atlas-Golfs. Synsedimentäre Brekzien und Umlagerungen beschränken sich auf periodische Sturmfluten. Trockenrisse weisen auf episodische Emersionsphasen hin. Rinnenfüllungen mit Zweiklapper-Anreicherungen werden mit Gezeiten-Kanälen in Verbindung gebracht.

**Verbreitung/Mächtigkeiten**

Die Gesteine der Bin-El-Ouidane-Gruppe sind im Zentralen Hohen Atlas und im Mittleren Atlas weit verbreitet. Ihre typischen Abfolgen sind auf jurassische Plattform-Bereiche beschränkt. Im Arbeitsgebiet verzahnen sie sich nach Norden (etwa nördlich des 32. Breitenkreises) mit den Kalk/Mergel-Wechsellagerungen der Agoudim-Formation sensu STUDER (1980).

Mächtigkeits- und Fazies-Änderungen im Zentralen Hohen Atlas zeigen symmetrische Entwicklung. JENNY (1988) gab für den Nordrand (Ait M'hamed, Tilouguit) die Mächtigkeiten vergleichbarer Gesteine mit ca. 1000 m an . Er beschrieb eine abnehmende Mächtigkeit in Verbindung mit einem zunehmenden kontinentalen Einfluß nach Westen und Norden (Ait Attab, Guettioua). Im Arbeitsgebiet betrágen die Mächtigkeit 380-460 m (Mulde von Msemrir). Im allgemeinen nehmen die Mächtigkeiten der Formation von Westen (Tidrit 380 m) nach Osten (Titaouine 460 m) zu.

**Alter**

Im Arbeitsgebiet basiert die stratigraphische Einstufung der Bin-El-Ouidane-Gruppe auf dem Vorkommen vereinzelter Ammoniten der Sauzei Biozone (*Otoites* sp.) in der Bin-El-Ouidane- Formation 2, die das Mittlere Bajocium belegen. Gleichfalls belegen Ammoniten am Top der Azilal-Formation an der Nordflanke der Ikerzi-Boutonnière Mittleres Aalenium.

Der Fund von Foraminiferen der Gattung *Timidonella* nördlich von Ikerzi und nördlich von Ait Marhad zeigt, daß diese kleinwüchsige Foraminifere in das Untere Bajocium gestellt werden muß (JOSSEN et al. 1987). In Bin El Ouidane datierte ROLLEY (1978) mit Hilfe von Brachiopoden der Art *Zeilleria cuneata Rollier* die "barre à Rynchonelles", die wahrscheinlich ein Äquivalent der Bin-El-Ouidane-Formation 3 darstellt, als Mittleres bis Oberes Bajocium. Wahrscheinlich wurde die untere Partie der Formation schon im Aalenium abgelagert. ROLLEY (1978) erwähnte in Gesteinen am Nordrand des Zentralen Hohen Atlas, die mit der Bin-El-Ouidane-Formation 1a vergleichbar sind, Brachiopoden (*Ptyctothyris*), die zum Oberen Aalenium gehören. Im Mittleren Atlas liegt nach COLO (1961) das Maximum der Barren- und Riff-Entwicklung im Oberen Bajocium (HAUPTMANN, 1990).

### 2.2.5. BATHONIUM

#### 2.2.5.1. TILOUGGUIT-FORMATION

Die Bezeichnung "Formation de Tilougguit" wurde als Member der "Formation de Tanant 3" für eine Abfolge

karbonatisch gebundener Sandsteine reich an fossilem Holz von JENNY (1988) im nordwestlichen Teil des Blattes Azilal am Nordrand des Zentralen Hohen Atlas eingeführt.

**Typus-Profil**: Das Typus-Profil der ursprünglichen "Tanant-Gruppe" wurde auf den rechten Ufer des Oued Lakhdar , ungefähr 7 km südöstlich Tanant auf Blatt Azilal aufgenommen. Koordinaten am Profilanfang: 357,1/135,8.

**Synonyme**

- Oberer Teil der "Formation d'Agoudim" (STUDER, 1980),
- Unterer Teil der "couches rouges" (BERNASCONI, 1983),
- "Unit 10" (REBOUILLAT, 1983),
- "Formation de Tilougguit" (MONBARON, 1985),
- Untere Partie der Rotserien (MOHR & SEUFERT, 1987),
- "Formation de Tilougguit" (JENNY, 1988, und JOSSEN, 1990).

**Abgrenzung**: Die Untergrenze besteht im Untersuchungsgebiet aus einer Erosionsdiskordanz, welche durch kleindimensionierte Rinnen und Brekzien markiert wurde. Die Obergrenze ist durch das Verschwinden der Kalkbänke und die Einschaltung der Konglomerathorizonte an der Basis der Rotserien der Gettioua-Formation definiert.

**Lithologie**

Charakteristich für die Tilougguit-Formation (Abb. 20 und Abb. 21) sind die unregelmäßigen Einschaltungen ooilithischer und/oder biodetritischer Kalkbänke. Zusammen mit den Sandsteinbänken bilden sie häufig markante Barren im Gelände, die mehrere Meter Mächtigkeit erreichen können. Zum Hangenden nimmt der Anteil karbonatisch gebundener Sandsteine und sandiger Mergel im Verhältnis zu den Kalken zu.

Konglomerate schalten sich vor allem in der oberen Partie ein. Sie bilden einen Übergang zur rein detritischen "Gettioua-Formation" im Hangenden. Das Gerölspektrum besteht im wesentlichen aus paläozoischem Material (Quarzite, Rhyolithe, Kieselschiefer,) neben triassischen/permotriassischen Rotserien und Basalten . In der Mulde von Msemrir werden die Konglomerate von einer mehrere Meter mächtigen Wechsellagerung von Mergeln und Sandsteinen sowie Flachwasserkalken (Lamellibranchiaten- und Gastropoden-Lumachellen) überlagert.

Die sandigen Kalke führen Quarz- und Glaukonit-Körner, die zum Teil Ooidkerne bilden. Großdimensionierte Ooide (bis 3 mm) werden auch in den grünen Mergeln gefunden. Häufig sind Rinnenfüllungen, die aufgrund ihre Breite das Aussehen einer homogenen Bankung annehmen können. Der Anteil terrigenen Materials nimmt nach oben zu. Bioturbation ist oft vorhanden. Die Gesteine der Tilougguit-Formation bilden einen Übergang zwischen der karbonatisch gebildeten Bin-El-Ouidane-Gruppe und der terrigenen Gettioua-Formation. Während nur sporadisch die Trockenrisse auftreten ,sind Rippelmarken, Schrägschichtungen und Rinnenfüllungen häufiger.

**Organismen**

In den kalkigen Partien der Formation findet sich nur ein restriktives Organismenspektrum. Es sind vor allem Lamellibranchiaten vertreten. Daneben können Gastropoden und Brachiopoden vorhanden sein. Lokal finden sich solitäre Korallen in Assoziation mit Brachiopoden. Charakteristisch für die Tilougguit-Formation ist die Häufigkeit der Pflanzenreste, die zum Teil mit Malachit imprägniert oder inkohlt sind, sowie zahlreiche Dinosaurier-Reste. Die Knochen-Reste sind teilweise in ausgezeichneter Erhaltung und als fast vollständige Skelette zu finden.

**Mikrofazies**

Im Vergleich mit der Bin-El-Ouidane-Formation 3 sind die bioklastischen und oolithischen Faziestypen der Tilougguit-Formation stärker terrigene beinflußt. Auch Glaukonitkörner sind relativ häufig und bilden mit Quarzkörnern (Taf. 6, Abb. 4) die Hauptmasse der Ooidnuclei. Radialstrahlige Ooide überwiegen. Daneben sind tangentialstrahlige Ooide selten und z.T. sehr groß (bis 3 mm Durchmesser).

Unregelmäßig schalten sich biogenführende partiell ausgewaschene Intramikrite und/oder Sparite / Grainstones bis Packstones ein. In der mikritischen, teilweise sparitischen Matrix schwimmen Intraklasten, Siliziklasten sowie Malachit-Blächen und Pyrit-Nester. Als Biokomponenten sind Echinodermen-, Lamellibranchiaten- und Gastropoden-Reste sowie Algen und kohlige Substanzen zu nennen.

Überwiegende Faziestypen der Tilougguit-Formation sind Sand- und Siltsteine (Taf. 4, Abb. 2) mit mehr oder weniger Kalkzement, rote und grüne Mergel sowie sandige Mergel und vereizelte Konglomerat-Einschaltungen (Taf. 6, Abb. 5).

**Milieu**

Die Tilougguit-Formation zeigt von unten nach oben eine Zunahme der Korngröße terrigenen Materials von Silt zu Konglomerat, parallel zur der Abnahme der Karbonat-Anteile. Bei unverändert starkem kontinentalen Einfluß schwankt das Mileu zwischen Intertidal- bis Supratidal-Bereichen mit episodischen Erosions- und Emersionsphasen.
Zahlreiche Aufarbeitungshorizonte werden als Sturmablagerungen interpretiert.

**Verbreitung/Mächtigkeiten**

Die räumliche Verbreitung der Gesteine der Tilougguit-Formation folgt im allgemeinen den Mulden im Zentralen Hohen Atlas (MONBARON, 1985; JOSSEN, 1990). Typische Serien finden sich in den Mulden von Msemrir und Tilougguit in der südlichen bzw. nördlichen Hälfte des Zentralen Hohen Atlas. Infolge synsedimentärer Tektonik lassen sich Hebungen entlang der Störungszonen parallel zur Senkung mitten in den Becken beobachten. Kartographische Diskordanzen in Verbindung mit Fazies- und Mächtigkeitsänderungen treten östlich von Ait Toutline, am Jbel Igoudlane und auf der nördwestlichen Seite der Tilougguit-Mulde (JENNY et al., 1981) sowie am Tizi Issoulitene bei El Mers im Mittleren Atlas (DRESNAY, 1963) auf. Tendenziell nimmt die Mächtigkeit zum Kern jener Mulde zu. Für Tagleft veröffentlichten JENNY et al. (1981) einen Wert von etwa 300 m. Für andere Bereiche westlich von Tagleft, wo die Bin-El-Ouidane- und die Tanant-Gruppe auftreten, beschrieb JENNY (1988) eine minimale Mächtigkeit von etwa 20 m. Weiter westlich erwähnte REBOUILLAT (1983) für die Umgebung von Demnat niedrige Werte zwischen 4,5 und 22 m für äquivalente Gesteinserien.

Gleiche Phänomene wurden auch im Arbeitsgebiet beobachtet: In der Mulde von Msemrir nimmt die Mächtigkeit von Norden nach Süden (wegen der Störungszone, die den nördlichen Rand der Mulde begrenzt) und von Westen nach Osten zu. Während an der Südflanke der Mulde von Msemrir die Mächtigkeit 300 m beträgt, überschreitet sie in der Mulde von Tamtatoucht nicht 67 m.

**Alter**

Präzise und direkte Datierungen der Gesteinserien der Tilougguit-Formation sind bereichsweise möglich. Am Nordrand des Zentralen Hohen Atlas ist ihr Alter Bathonium (JENNY et al., 1981; MONBARON, 1987; JENNY, 1988; JOSSEN 1990). Die Datierungen basieren auf radiometrischen Altersbestimmungen der zwischengeschalteten Magmatite und auf Funden vereinzelter Ammoniten (DRESNAY, 1963). FEDAN (1988) datierte vergleichbare Gesteine ("les détritiques inférieurs") in der Region von Marmoucha (Mittlerer Atlas) mit Hilfe einer Fauna aus Brachiopoden, Echinodermen, Gastropoden und Korallen als Ober-Bajocium.

**2.2.5.2. GUETTIOUA-FORMATION.**

Für die detritischen Rotserien im Hangenden Karbonatfolgen des Dogger führte ROCH (1933) die Bezeichnung "Grès des Gettioua" ein. JENNY et al. (1981) beziehen diesen Namen auf die Sedimente zwischen den Kalken der Bin-El-Ouidane-Gruppe und den roten Peliten ("Formation des Iouariden") des Dogger. Im Untersuchungsgebiet wird die Bezeichnung Guettioua-Formation im Sinne von JENNY (1981) et al. benutzt.

**Typus-Profil**: Ungefähr 12 km ESE von Demnat am Nordrand des Zentralen Hohen Atlas im Becken von Iouaridene zwischen Ait Ou-Akrim (359,3/123) und dem Jbel Sidal.

**Synonyme**

- "Infracénomanien" nach CHOUBERT et al. (1956),

- "Grès des Guettioua : Crétacé" nach CHOUBERT (1956),

- "Jurassique continental" nach VERDIER (1972),

-Infra-aptien" nach ROLLEY (1978),

- "Grès des Guettioua" nach JENNY et al. (1981) und JOSSEN (1990),

- "Grès de Wansero" nach FRITSCH (1981),

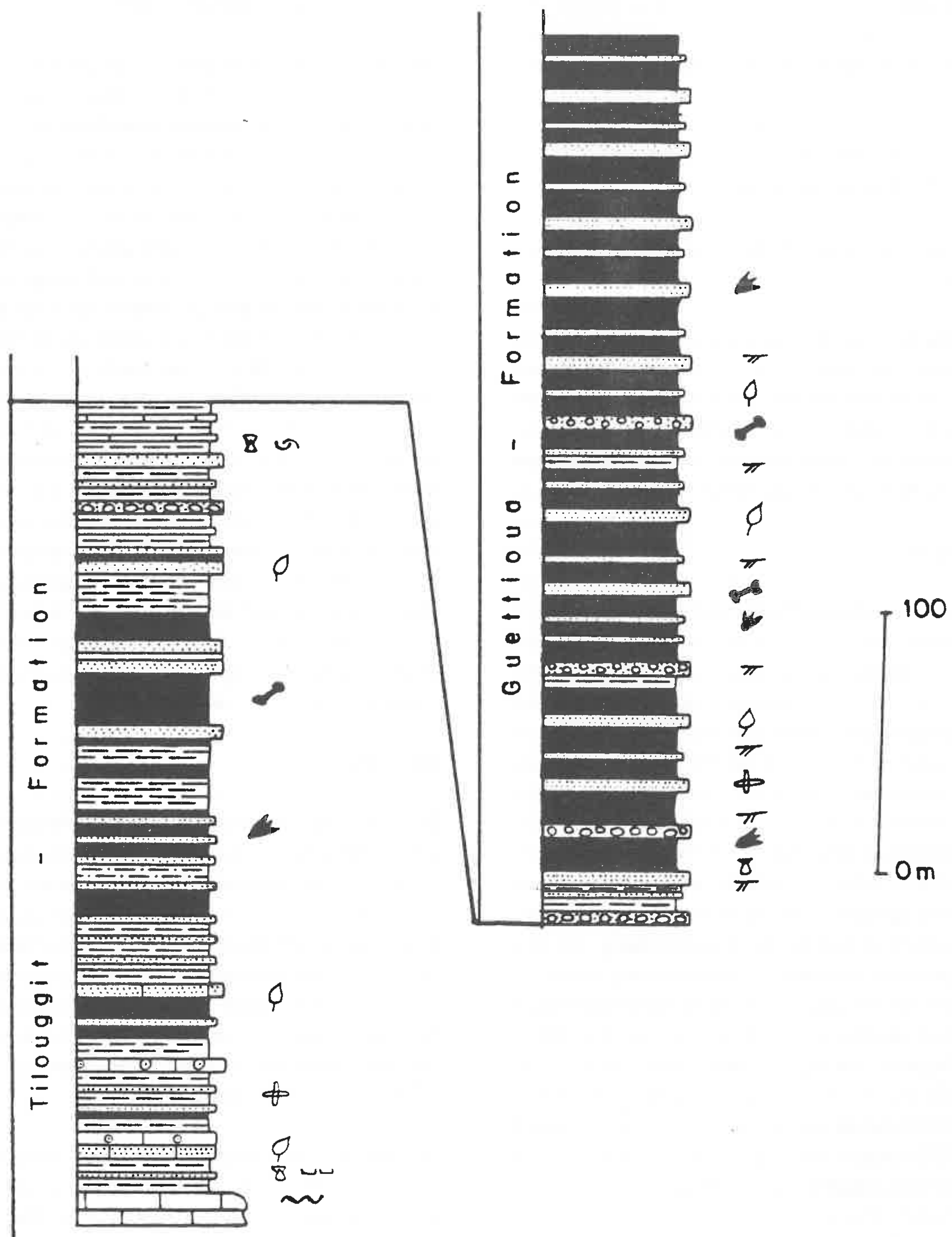



**Abb. 21:** Profil der Tilougguit- und Guettioua-Formation bei Titaouine-Msemrir. Zur Lage des Profils vgl. Abb. 5. Legende vgl. Abb. 7.

- Obere Partie der "Couches rouges" nach BERNASCONI (1983),

- Mittlere Partie der Rotsedimente nach SEUFERT (1986),

- Mittlere und obere Partien der Rotsedimente nach MOHR & SEUFERT (1987),

- "Formation des Grès des Guettioua" nach SOUHEL (1987).

**Abgrenzung**: Nur die Untergrenze ist im Untersuchungsgebiet aufgeschlossen. Sie ist durch das Verschwinden der biodetritischen und/oder oolithischen Kalke der Tilougguit-Formation in Verbindung mit dem Einsetzen siliziklastischer Rotsedimente in Rinnenfüllungen gekennzeichnet. Die Obergrenze ist erodiert.

**Lithologie**

Die Guettioua-Formation (Abb. 20 und Abb. 21) wird aus Sandsteinen, Silten, roten Mergelen und Konglomeraten aufgebaut. Rinnenfüllungen treten im Meter- bis Kilometer-Bereich auf. In die überwiegend rötlichen Serien sind regelmäßig hellgelbliche oder grünliche Linsen eingeschaltet. Der Farbwechsel ist oft an das Auftreten von Konglomeraten oder Sandsteinen gebunden. Vor allem in diesen Konglomeraten und Sandsteinen lassen sich Pflanzen- und Saurierreste beobachten (vgl. MONBARON, 1983; SOUHEL, 1987; JENNY, 1988). Holz-Stücke zeigen oft Malachit- oder Azurit Imprägnierung. Nach CHEVREMONT (1977) steht die Kupfer-Mineralisation im Zusammenhang mit dem Einsetzen des Vulkanismus. Pflanzenreste sind vor allem in der Mulde von Tamtatoucht sehr häufig. Sie erreichen bis 4-5 Meter Länge und bilden derartige Anreicherungen, daß die Schichtflächen der Bänke eine schwärzliche Farbe annehmen (vgl. SEUFERT, 1986). In der Mulde von Msemrir befinden sich auf der südöstliche Flanke Erosions- und lokal Winkel-Diskordanzen. Kartographische Diskordanzen werden durch die Mächtigkeitsabnahme belegt.

Im Arbeitsgebiet nehmen der Anteil und die Korngrößen der Konglomerate von Süden nach Norden ab. Während in der Mulde von Tamtatoucht und südlich des Jbel Mkorn die Sedimente überwiegend aus Konglomerat- und Sandstein-Linsen bestehen, sind Konglomerate in der Mulde von Msemrir nur an der Basis und vereinzelt innerhalb der Serie anzutreffen. Ihre Komponenten bestehen überwiegend aus Quarziten, Quarzen sowie magmatischen oder metamorphen Gesteinen, die wahrscheinlich aus dem Grundgebirge des Anti-Atlas stammen (SEUFERT, 1986).

Untergeordnet sind jurassische Gerölle vertreten. An der südöstlichen Flanke der Mulde von Msemrir lassen sich kleindimensionierte Gerölle jurassischer Karbonatgesteine in den Konglomerat-Horizonten beobachten. Das Geröllspektrum einerseits, aber auch die Verbreitung der Konglomerate wurde beeinflußt durch vertikale Bewegungen, welche im Bereich der Boutonnière von Ikerzi zur Erosion führten. Paläozoische Gerölle sind dort ausgesprochen selten. Auch Pflanzenreste sind seltener als in den Mulden von Tamtatoucht und südlich von Jbel Mkorn im Vergleich mit der Mulde von Msmrir. In der Mulde von Tamtatoucht und in der Mulde südlich von Jbel Mkorn nimmt der Konglomerat-Anteil kontinuierlich von unten nach oben zu (vgl. SEUFERT, 1986). Die klastischen Sedimente zeigen ein reiches sedimentologisches Inventar, wie z.B. Schrägschichtungen, Wellen- und Rippelmarken, dünne Lagen mit Schwermineral-Anreicherungen und Kugelsandstein-Horizonte (MOHR & SEUFERT, 1987). In der Mulde von Msemrir nimmt generell die Korngröße der Komponenten von unten nach oben ab. In der oberen Partie wurden vor allem Siltsteine und Tone abgelagert, deren organischer Anteil das Sediment dunkelgrau färbt.

**Organismen**

Die Fossilführung besteht überwiegend aus Pflanzenresten und Saurier-Knochen. Zahlreiche Holzstücke, die 4-5 m Länge und 1 m Durchmesser erreichen können, sind vor allem in den Mulden von Tamtatoucht und südlich des Jbel Mkorn häufig. LEVEQUE (1961), ATTIMS (1965) und DRESNAY (1969) beschrieben in vergleichbaren Gesteinen der Mulde von Guettioua bzw. im Mittleren Atlas die Art *Protopodocarpoxylon teixeira* BOUREAU. Palynomorpha sind leider wegen der Oxidation der Sedimente nur selten erhalten (MOHR & SEUFERT 1987).

Fischschuppen der Gattung Lepidotus wurden von TERMIER (1942) und JENNY (1988) in der Mulde von Iouariden bzw. der östlichen Partie der Region von Ait Toutline (Blatt Azilal) gefunden.

Etwa zwei Kilometer nordöstlich von Msemrir treten im unteren Drittel der Rotserien massenhaft feine Ästchen der Cupressaceen-ähnlichen Pflanzengattung *Cheirolepis* SCHIMPER auf (MOHR & SEUFERT, 1987). Die autochthone Flora dieses Gebiets besteht vorwiegend aus Cheirolepidiaceae und Cupressaceae (MOHR & SEUFERT,

1987). Dagegen müssen die von MOHR & SEUFERT (1987) erwähnten Brachiopoden und solitären Korallen in der Mulde von Tamtatoucht zur Tilougguit-Formation 3 gestellt werden. Auf den Rippelmarken der Bankoberflächen ist oft eine Vielzahl von Spuren zu beobachten. Außerdem sind Würmer zu beobachten, deren Röhren häufig zu maximal fingergroßen Büscheln verwachsen sind.

JENNY (1988) erwähnte in den Kalk-Horizonten äquivalenter Gesteine entlang der Piste Imilchil-Anergui Lamellibranchiaten. Die beiden Lokalitäten zeigen jedoch, daß die Guettioua-Formation sich nach Nordosten mit den marinen Sedimenten der Anemzi-Formation (STUDER 1980) verzahnt.

**Milieu**

Das Ablagerungsmilieu der Gesteine der Guettioua-Formation wurde von fluviatilen Ablagerungsbedingungen dominiert. Sandstein- und Konglomerat-Rinnenfüllungen, die Abwesenheit von marinen Lebewesen, die Funde von Sauriern (Knochen und Spuren) sowie von Pflanzenresten, Schrägschichtungen in Verbindung mit den Rinnenfüllungen belegen den fluviatilen Charakter der Sedimente dieser Formation. Im Atlas von Beni Mellal zeigte SOUHEL (1987), daß die Sedimente der Guetioua-Formation in den Mäandern einer ausgedehnten Schwemm-Ebene abgelagert wurden. Die Geröllfracht stammte aus zwei Hauptliefergebieten. Lokale Konglomerate und Mikrokonglomerate wurden aus benachbarten Erosionsgebieten jurassischer Sedimente angeliefert. Daneben spielen Gerölle aus der ausgedehnten Kette des Anti-Atlas südlich des Arbeitsgebietes eine Hauptrolle (vgl. SEUFERT, 1986). Der überwiegende Anteil der geologischen Bearbeiter dieser Region hielt die marokkanische Meseta oder den westafrikanischen Kraton für die Hauptliefergebiete (vgl. SOUHEL, 1987). Die Flora dieses weiträumigen Flußsystems bestand vorwiegend aus Cheirolepidiaceae und Cupressaceae. Cheirolepidiaceae sind auf Grund ihres anatomischen Baues (z.B. kleine, eng anliegende Blättchen) Indikatoren für ein warmes, semiarides bis arides Klima (MOHR & SEUFERT, 1987).

**Verbreitung/Mächtigkeiten**

Im Untersuchungsgebiet sind die Gesteine der Guettioua-Formation in drei Mulden aufgeschlossen: Mulde von Msemrir, Mulde von Tamtatoucht und Mulde südlich des Jbel Mkorn. Mit bis 1000 m erreicht die Formation ihre höchste Mächtigkeit in der Mulde von Msemrir. Die extremsten Sedimentationsraten finden sich im Zentrum der Mulde von Msemrir. Die Sedimentationsrate wurde hier durch eine differenzierte Subsidenz kontrolliert. Außerdem ist eine Zunahme der Mächtigkeit von Südwesten nach Nordosten zu beobachten.

Am Nordrand des Zentralen Hohen Atlas beobachtete JENNY (1988) große Mächtigkeitsänderungen in manchen Mulden. In der Mulde von Guettioua nimmt die Mächtigkeit von Nordosten (150 m) nach Südwesten (600 m) zu. Auch in der Mulde von Ait Toutline variiert sie von 80 m im Norden zu 450 m im Süden. Nach STUDER (1980) erreicht die Mächtigkeit äquivalenter Gesteine (Formation d'Anemzi) südlich von Jbel Tifidi (Atlas von Tounfit) 2000 m (Koordinaten: 195,8/525). Vergleichbare Gesteine wurden im Atlas von Rich (östlich von Tounfit) durch BERNASCONI (1983) beschrieben und sollten dort laterale Äquivalente der Anemzi-Formation sensu STUDER (1980) sein. Nach BERNASCONI (1983) zeigt die Abnahme der Korngröße von Süden nach Norden den sedimentologischen Unterschied zwischen dem Plattform- und dem Becken-Bereich während der Ablagerung dieser Serien. Ähnliche Phänomene wurden im Untersuchungsgebiet beobachtet. Es läßt sich allerdings kein mariner Einfluß nachweisen. Die Guettioua-Formation wurde südlich des 32. Breitenkreises im gesamten Gebiet des Zentralen Hohen Atlas abgelagert. BERNASCONI (1983) und JENNY (1988) erwähnten vergleichbare Gesteine nordwestlich von Errachidia bzw. südlich von Midelt. Die mächtigere Entwicklung der Guettioua-Formation entlang der Ränder des Zentralen Hohen Atlas ergibt sich aus der Verlagerung der kontinentalen Sedimentation von Südwesten nach Nordosten in Verbindung mit dem Rückzug des Meeres. Mit der zunehmenden Verflachung des Atlas-Golfs kam es nach MOHR & SEUFERT (1987) seit dem Domerium zu einem schrittweisen Vordringen der klastischen Schüttungen vom Beckenrand im Süden (Aufschluß bei Sidi Ali Ou Boureg und Aghbalou-n-Kerdous) zum Zentrum des Atlas-Golfs (Umgebung von Imilchil).

**Alter**

Aufgrund ihrer Konkordanz mit den Gesteinen des Dogger im Liegenden stufte ROCH (1933, 1939) die Gesteine der Guettioua-Formation in den Dogger ein. CHOUBERT et al. (1956) und LEVEQUE (1961) stellten sie wegen einer Diskordanz an ihrer Basis in die Kreide. Im Arbeitsgebiet stuften MOHR & SEUFERT (1987) die Rotserien in den Zeitabschnitt Bathonium-Callovium ein. Diese Einstufung basiert auf einem Vergleich der Flora dieser Serien mit von COURTINAT & JENNY (1984) bearbeiteten Floren vom Nordrand des Zentralen Hohen Atlas bei Demnat. Aufgrund

des Pollen- und Sporen-Spektrums sowie weiterer geologischer und palynologischer Fakten nahmen diese Autoren ein Bathonium-Alter an. Aufgrund des Fundes eines Saurier der Art *Cetiosaurus moghrebiensis* LAPPARENT, der radiometrischen Datierungen der innerhalb der Guettioua-Formation eingeschalteten Magmatite (Sills), der Palynologie der Iouariden-Formation (JENNY et al. 1988) im Hangenden und des Vergleichs mit der Anemzi-Formation (STUDER 1980) sowie der EL MersFormation im Mittleren Atlas stuften JENNY et al. (1981) die Gesteine der Guettioua-Formation in das Bathonium ein. Im Mittleren Atlas belegen vereinzelte Ammoniten der Gattungen *Choffatia* und *Grosouvria* für eine äquivalente Formation ("Formation d'Elmers et de Skoura" und "grès de Bou-Rached") Bathonium und Callovium (DRESNAY, 1988).

## 3. Paläogeographie

In diesem Kapitel soll geprüft werden, ob und wie weit die lithostratigraphische Entwicklung der jurassischen Serien durch Bewegungen an präexistenten Störungen und durch eustatische Meeresspiegelschwanckungen gesteuert wurde. Es ist zu erwarten, daß beide Prozesse die Paläogeographie des jurassischen Ablagerungesraumes beeinflußt haben.

### 3.1. Sedimentationsgeschichte

Die ersten marinen Ablagerungen (Ait-Ras-Formation) wurden wahrscheinlich im Hettangium abgelagert. Ihre Zusammensetzung (stromatolithische Kalke, Sandsteine und sandige Mergel) charakterisiert den allmählichen Übergang von den siliziklastischen Sedimenten der Trias zu den Karbonatgesteinen des Jura. CREVELLO (1990) postulierte dagegen einen abrupten Wechsel von kontinentaler zu mariner Sedimentation.

Im Sinemurium entwickelte sich ein tieferer Trog. Dokumentiert wird diese Entwicklung durch hangtypische Resedimentation von Flachwasserrelikten in Verbindung mit Slumping und mit dem Auftreten von Schwamm-Mikroben-Biohermen (Todrha- und Agoulzi-Formation). Flachwasser-Ablagerungen sind durch grobgebankte Karbonatgesteine der Imi-n-Ifri-Formation, Massenkalke der Jbel-Choucht-Formation und laminierte Dolomite der Jbel-Rat-Formation am Südrand des Zentralen Hohen Atlas auf Blatt Tinerhir vertreten.

Der Bereich Todrha - J. Tazlout (Abb. 22) bildete während des Unteren Lias ein kleines, abgeschlossenes Becken (starved basin), in dem die Anreicherung von Pyrit die anaeroben Bedingungen belegt. Imi-n-Ifri- und Jbel-Choucht-Formation im Süden und Jbel-Rat-Formation im Norden entsprechen den Hochschollen, die die Tiefscholle der Todrha - J. Tazlout-Region begrenzten.

Mit ihren typischen Hangpositionsphänomenen (Slumping und Schwamm-Mikroben-Bioherme) charakterisierten die Agoulzi- und die Jbel-Aberdouz-Formation die erste Absenkung im Zentrum des Zentralen Hohen Atlas. Parallel zum Anstieg der Sedimentationsrate und mit Zunahme der Wassertiefe, verschwanden die Agoulzi- und die Todrha-Formation wahrscheinlich im obersten Sinemurium. Sie wurden durch die Tiefwasserablagerungen der Jbel-Aberdouz-Formation bzw. Flachwassergesteine der Aganane-Formation überlagert. Es sollte deutlich werden, daß in dieser Phase Ablagerungen tieferen Wassers in einer Region erfolgten, die später während der Ablagerungen der Aganane-Formation verflacht ist. Von nun an war der Bereich größter Absenkung weiter nördlich entwickelt. Episodische starke Strömungen deuten auf einen Zusammenhang mit dem Auftreten episodischer Stürme. Wahrscheinlich wurde die Riffbarriere (Jbel-Choucht-Formation) episodisch durch Stürme beeinträchtigt, und es entwickelten sich lokal Kanäle im Bereich der Riffbarriere (vgl. SEPTFONTAINE 1986). In der Aganane-Formation, deren Ablagerungsbereich relativ weit von der Küste entfernt lag, ist dieser Einfluß nur schwach entwickelt. Der Ablagerungsraum der Gesteine der Ait-Bazzi-Formation war durch einen Riffgürtel (Jbel-Choucht-Formation) im Bereich Taghia-n-Dadès - Jbel Boutouri von den tieferen Bereichen des Atlas Golfs getrennt. Austrocknungsphänomene und hypersalinare Ablagerungen deuten darauf hin, daß eine hohe Verdunstungsrate die Sedimentationsgeschichte dieser Formation bestimmte (vgl. JOSSEN & FILALI-MOUTEI (1992).

Nördlich der Ait-Bazzi-Formation entwickelten sich die mächtigen Flachwasser- und Riffgesteine der Aganane- und der Jbel-Choucht-Formation, in denen das arten- und individuenreiche Organismen-Spektrum auf ein Subtidal- bis Intertidal-Milieu mit gutem Nährstoff-Angebot hindeuten. Die hohe Mächtigkeit der zyklischen Gesteine der Aganane-Formation ist ein Indiz für eine anhaltend starke Subsidenz auch in den Flachwasserbereichen der Riftschulter. Alternativ könnte diese Zyklizität allerdings auch einfach einer kontinuierlichen Meeresspiegelanstieg während der Ablagerung der Formation reflektieren. Nördlich der Linie Taghia-n-Dadès/Jbel Boutouri verzahnen sich die oben genannten Gesteine mit den biodetritischen Gesteinen der Jbel-Aberdouz-Formation, die innerhalb der Serie von unten nach oben kontinuierlich feinkörniger werden. Diese Entwicklung setzt sich in den hemipelagischen Sedimenten der Kalk/Mergel-Wechselfolge der Jbel-Ouchbis-Formation fort.

Im unteren Toarcium gab es im Zentralen Hohen Atlas einen radikalen Wechsel in der Sedimentationsgeschichte (Abb. 24). In den Beckenbereichen wurden die karbonatischen Turbidite der Jbel-Aberdouz- und der Jbel-Ouchbis-Formation durch siliziklastische Turbidite der Tagoudite-Formation überlagert. In den Plattform- und Schwellen-Bereichen konnte an mehreren Stellen eine Sedimentationsunterbrechung, die wahrscheinlich im Unteren Toarcium stattfand, durch Erosionsdiskordanzen in Verbindung mit "Neptunian Dykes" nachgewiesen werden (Taghia-n-Dadès und Jbel Akenzoud).

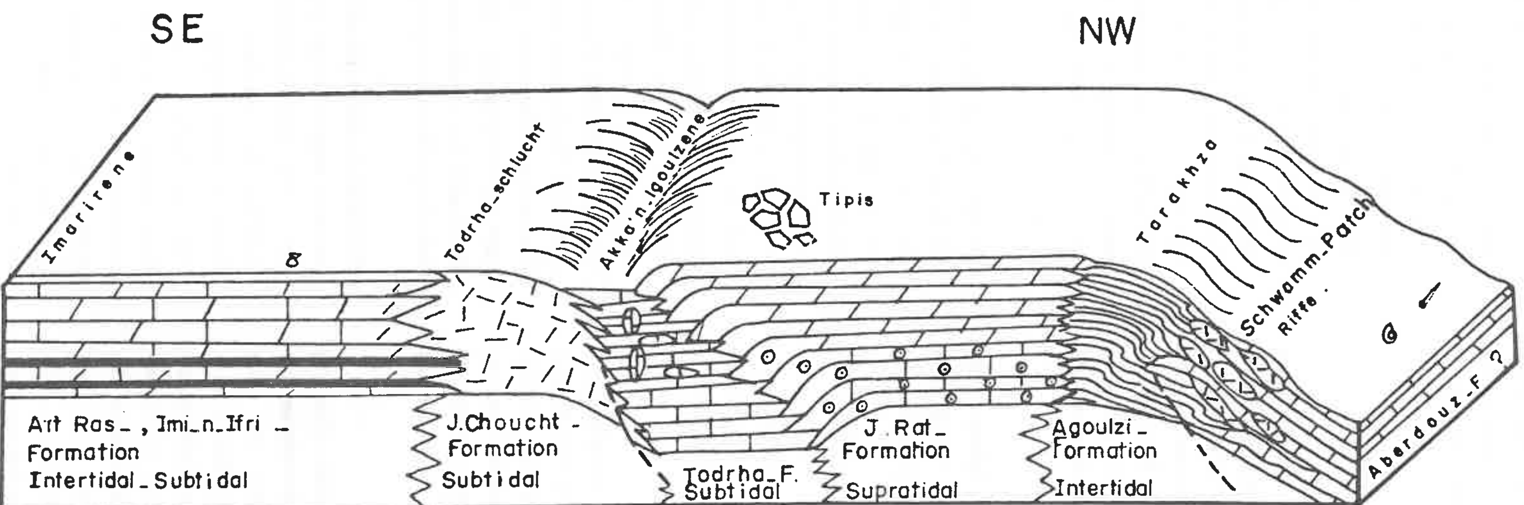



**Abb. 22**: Blockdiagramm zu den Ablagerungsbedingungen der einzelnen Formationen im Unteren Lias am Südrand des Zentralen Hohen Atlas, Blatt Tinerhir 1/100 000.

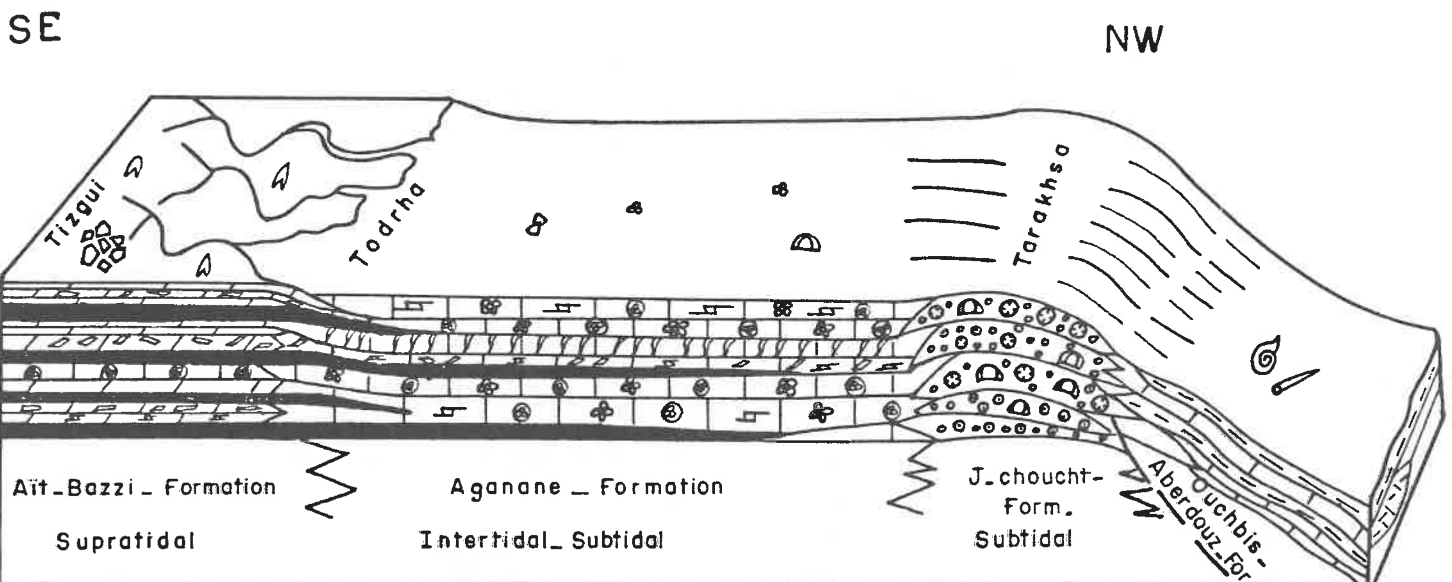



**Abb. 23**: Blockdiagramm zu den Ablagerungsbedingungen der einzelnen Formationen im Mittleren Lias am Südrand des Zentralen Hohen Atlas, Blatt Tineghir 1/100 000 (modifiziert nach SEPTFONTAINE, 1986, und CREVELLO, 1990).

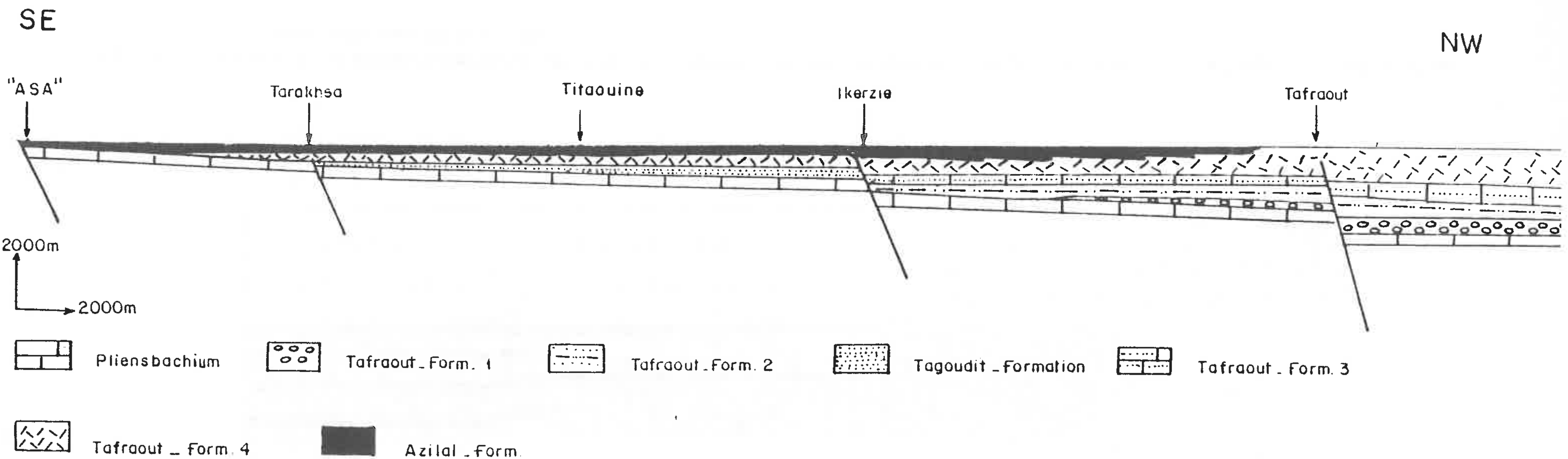
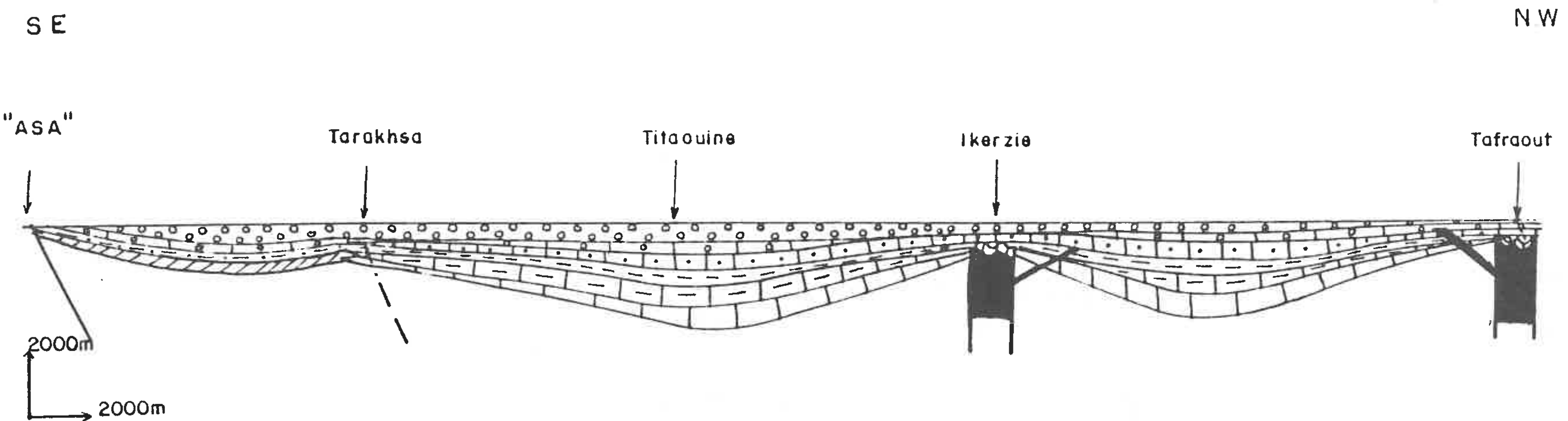



**Abb. 24**: Schematische Darstellung der Formationsverteilung im Toarcium-Aalenium in der südlichen Hälfte des Zentralen Hohen Atlas, Blatt Tinerhir 1/100 000.



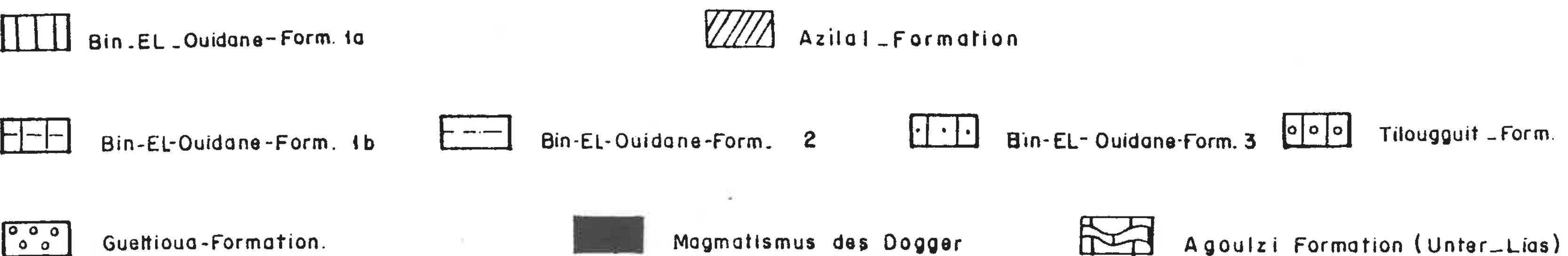
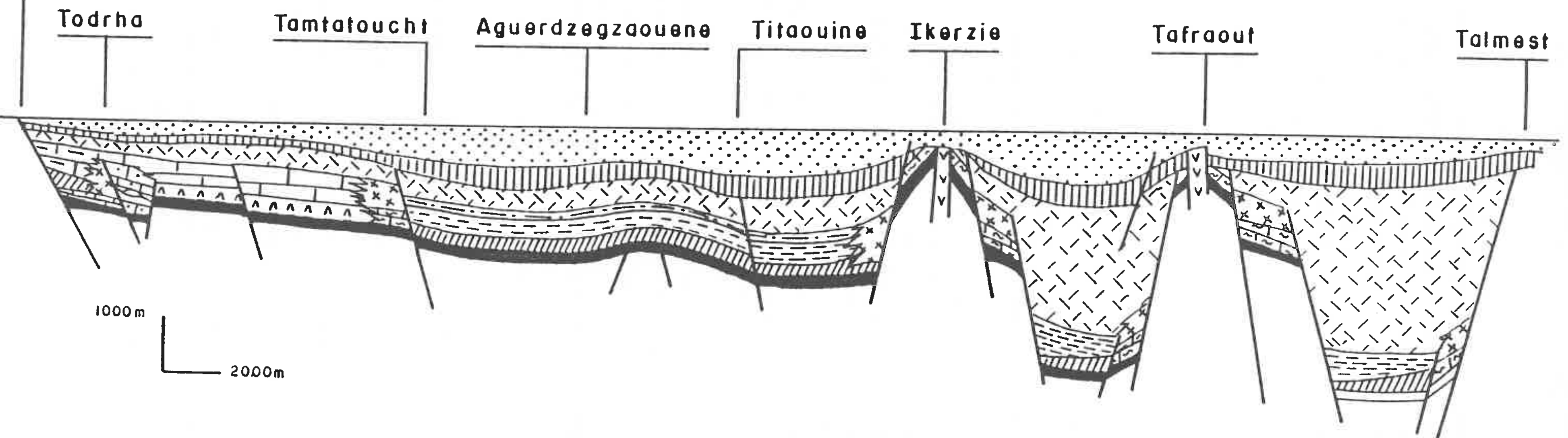




**Abb. 25**: Schematische Darstellung der Formationsverteilung im Bajocium-Bathonium in der südlichen Hälfte des Zentralen Hohen Atlas, Blatt Tinerhir 1/100 000.



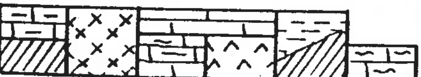

| | | |
|---|---|---|
| Bathonium |  | Tilouggulf-und Guettioua_Formation |
| Bajocium |  | Bin.El.Ouidane_Gruppe |
| Toarcium - Aalenium |  | Tafraout_Gruppe, Tagoudit_Formation |
| Pliensbachium Sinemurium |  | Aït_Bazzi, J.Choucht_Aganane, J.Aberdouz_und Ouchbis_Formation<br>Imi_n_Ifri " " Todrha, J Rat " " , Agouizi_Formation |
| ? Hettangium |  | Aït_Ras Formation |
| ? Trias |  | Rotserient + Basalt |
| |  | Intrusiva |
| |  | |

**Abb. 26:** Schematische Darstellung der Formationsverteilung im Intervall Unterlias-Bathonium in der südlichen Hälfte des Zentralen Hohen Atlas, Blatt Tinerhir 1/100 000.

Für das Obere Toarcium bis ? Aalenium sind im gesamten Arbeitsgebiet Flachwasserablagerungen mit starkem terrigenen Einfluß charakteristisch. Neben Karbonatgesteinen sind Sandsteine und Konglomerate mit liassischen und paläozoischen Geröllen vertreten. Am Ende des Aaleniums ist eine weitere kurzzeitige Regression durch die siliziklastisch-karbonatische Wechselfolge der Azilal-Formation belegt. Im gesamten Toarcium - Aalenium nimmt die Subsidenzrate kontinuierlich von Süden nach Norden zu. Sie steht jedoch im Gleichgewicht mit der Sedimentationsrate, was die höhere Mächtigkeit der Flachwassergesteine (Tafraout-Formation 3 und 4 und Azilal-Formation erreichen zusammen 1570 m) im Zentrum des Atlas-Troges bei Tafraout belegt. Dagegen erreichen dieselben Gesteine in Tamtatoucht keine 200 m Mächtigkeit.

Im Unteren Bajocium (Abb. 25) setzte die letzte jurassische Transgression ein. Im Zentralen Hohen Atlas ist diese Transgression durch weit verbreiteten Plattform-Gesteine der Bin-El-Ouidane-Gruppe dokumentiert (vgl. MONBARON, 1985; JENNY, 1988; JOSSEN, 1990). Nach Süden hin wurde der Plattform-Bereich der Bin-El-Ouidane-Gruppe durch eine E/W-streichende Schwelle vom siliziklastisch dominierten Plattform-Bereich stark geprägt. Diese Schwelle läßt sich etwa 5 km östlich in der Boutonnière von Agoulzi nachweisen. Analog zum Mittleren Lias läßt sich auch im Bajocium nachweisen, daß der Plattform-Bereich in zwei deutlich unterscheidbare Faziesgürtel zerfiel. Während die Grenze im Lias durch einen Riffgürtel und einen Graben markiert wurde, existierte im Bajocium eine Schwelle. Nach Norden bzw. Nordosten verzahnen sich die Gesteine der Bin-El-Ouidane-Gruppe mit den Tiefwassergesteinen der unteren Partie der Agoudim-Formation sensu STUDER (1980). Im Gegensatz zur starken Differenzierung der Ablagerungsbereiche im Unteren und Mittleren Lias ist in dieser Zeit der Übergang zwischen Becken und Plattform fließend. Es gibt einen sehr breiten Übergangsbereich, in dem sich die Formationen verzahnen.

Die in den heutigen Mulden angetroffenen klastischen Rotsedimente (Gettioua-Formation, Abb. 25) aus der Zeit Bathonium repräsentieren ein kontinentales Ablagerungsmilieu. Einzelne Einschaltungen mariner Karbonate (Tilougguit-Formation) sind im Arbeitsgebiet an der Basis der Rotsedimente aufgeschlossen. Nach den Mächtikeitsänderungen, den progressiven und Erosionsdiskordanzen und den Konglomerat-Einschaltungen ergibt sich, daß die Synklinalen und Antiklinalen überwiegend durch vertikale Bewegungen entstanden sind. In dem Antiklinal von Ikerzie herrschen neben Sandsteinen und roten Mergeln Konglomerate mit liassischen Geröllen vor. In Msemrir überwiegen rote Mergel, Sand- und Siltstein. Konglomerate mit überwiegenden paläozoischen Geröllen sowie Pflanzen- und Saurierreste sind bereits wesentlich reichhaltiger in der Mulde von Tamtatoucht und in der Mulde südlich von Jbel Mkorn als in der Mulde von Msemrir. Was die Herkunft des Detritus angeht, so legen die Korngrößenverteilung und Häufigkeit der Konglomerate ein teilweise Ableitung aus paläozoischen Serien des Anti-Atlas.

### 3.2. Eustasie

Da bisher eine detaillierte biostratigraphische Gliederung der jurassischen Serien im Arbeitsgebiet fehlt, ist derzeit noch keine präzise Korrelation der Oszillationen des jurassischen Meeresspiegel mit den weltweiten Kurzzeit-Schwankungen, der von HAQ et al. (1987) publizierte Kurve möglich. Dagegen kann im allgemeinen aufgrund vereinzelter Ammoniten-Funde und der Foraminiferen-Zonierung nach SEPTFONTAINE (1984) eine Parallelisierung mit den Langzeitschwankungen der HAQ-Kurve (Abb. 27) vorgenommen werden.

Das erste Langzeit-Maximum im Mittleren Carixium (UBA-3, *ibex*-Zone) entspricht den weitverbreiteten Plattformgesteinen der Aganane-Formation.

Im Oberen Domerium bis Unteren Toarcium steht die lokale stratigraphische Lücke in Verbindung mit dem Rückzug des Meeres aus weiten Bereichen des Zentralen Hohen Atlas, der Causse moyen-atlasique und der Haute Moulouya (vgl. HAUPTMANN, 1990). Das entspricht dem ersten Langzeit-Minimum (UBA-4, *spinatum*-Zone). Auch der Umschlag von karbonatischen zu siliziklastischen Turbiditen in dieser Zeit würde dazu passen.

Das zweite Langzeit-Maximum im Mittleren Toarcium (Grenze UBA-4/LZA-1, *bifrons*-Zone) entspricht dem Anfang einer erneuten Transgression. Nach der Auffüllung des Ablagerungsraumes im Unteren Toarcium (Tagoudite-Formation) kam es wieder zu einer Meeresspiegel-Anstieg, der die weit verbreiteten Flachwassergesteine der Tafraout-Formation 3 und 4 zur Folge hat.

Das zweite Langzeit-Minimum (Grenze UAB-4/LZA-1, Grenze *opalinum-murchisonae*-Zone) mit einem Absinken des Meeresspiegels verursachte keine Veränderungen der Ausdehnung des marinen Ablagerungsraums. In dieser Zeit

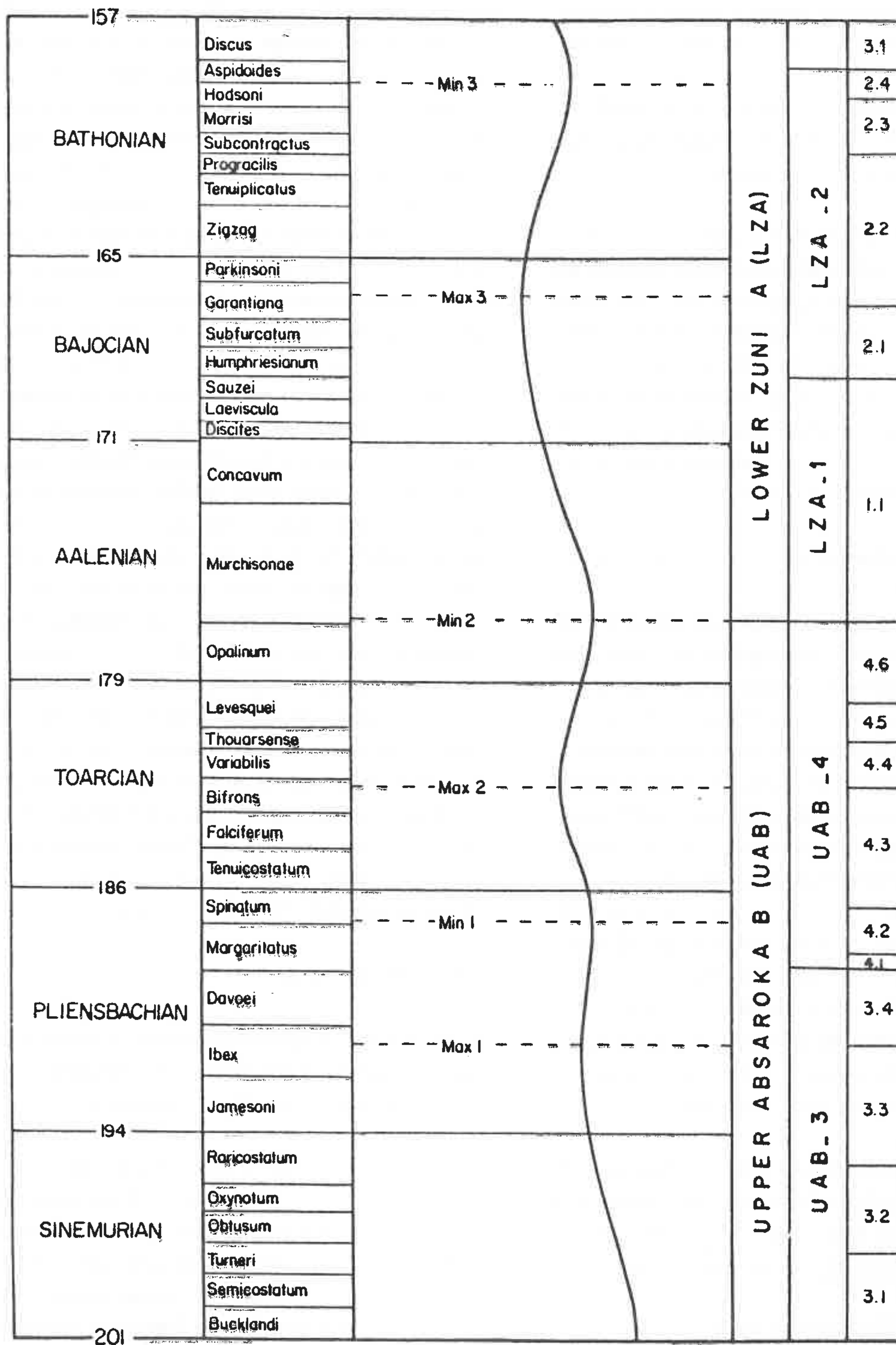



**Abb. 27:** Ausschnitt aus der globalen Meersspiegel-Kurve nach HAQ et al. (1987).

entwickelten sich die ausgedehnten Flachwassergesteine der Tafraout-Formation 4 weiter. Die hohe Subsidenzrate konnte das Absinken des Meeresspiegels kompensieren.

Die Wende zwischen dem Langzeit-Minimum 2 und dem Langzeit-Maximum 3 mit einem erneuten Meeresspiegelanstieg (Grenze Aalenium/Bajocium) fällt mit dem ausgedehnten Flachwasser-Karbonatgesteinen der Bin-El-Ouidane-Formation 1a im Zentralen Hohen Atlas etwa südlich des 32. Breitenkreises zusammen.

Das dritte Langzeit-Maximum (LZA-2, *garantiana*-Zone) im Oberen Bajocium ist mit den ausgedehnten Flachwasser- bis Tiefwassergesteine der Bin-El-Ouidane-Formation 2 und der lateral äquivalenten Agoudim Formation (HAUPTMANN, 1990) in Verbindung zu bringen. Im Mittleren Bathonium fällt das Langzeit Minimum 3 (LZA-2, Grenze *hodsoni-aspidoides*- Zone) mit den kontinentalen Rotserien der Gettioua-Formation, d.h. mit dem Rückzug des Meeres aus weiten Bereichen des Atlas-Golfs zusammen.

### 3.3. Synsedimentäre Tektonik

Im Zentralen Hohen Atlas wurde die Sedimentation vom unteren Lias bis in das Bathonium fast kontinuierlich durch Bewegungen an präexistenten Störungszonen beeinflußt. Darauf deuten verschiedene Phänomene hin: 1) Fazies- und Mächtigkeitunterschiede auf beiden Seiten der Störungen, 2) Die Ausbildung spezieller Fazies-Typen in unmittelbarer Nähe der Paläostörungen (Todrha-, Agoulzi-, Jbel-Choucht-Formation), 3) Winkeldiskordanzen, 4) progressive Diskordanzen an den Rändern der Boutonnières von Ikerzie, Ait-Itto-Ou-Moussa, Tafraout und Talmest, 5) Erosionsdiskordanzen mit "Neptunian Dykes", Abschiebungen (Taghia-n-Dadès, Jbel Akenzoud) und die Ausbildung von Basalkonglomeraten mit lokalen und regionalen Geröllen aus paläozoischen und jurassischen Gesteinen, 6) gefaltete Schichten des Unteren Lias werden von ungefalteten Schichten des Dogger überlagert.

Hier sollen nun Beschreibungen und Interpretationen der Phänomene synsedimentärer Tektonik auf Blatt Tinerhir und in einem Aufschluß auf Blatt Zawyat Ahançal (Azourki und Talmest) folgen.

#### 3.3.1. Unter-Lias

##### 3.3.1.1. Todrha - Jbel Tazlout

Die laterale Fazies-Verteilung der Riffgesteine der Jbel-Choucht-Formation im Süden und der Hangsedimente der Todrha-Formation (proximale Turbidite und Gleitkörper, im Norden deuten auf eine kontinuierliche Vertiefung der Todrha- J. TazloutRegion hin. In die proximale Turbidit-Folge eingeschaltete Flachwasserkalke deuten auf episodische Verflachungen. Wenige Kilometer östlich von Akka-n-Igoulzene keilt die Todrha-Formation nach Osten aus. Dort verzahnt sich die Jbel-Choucht-Formation direkt mit der Rat-Formation. Nach Westen hin werden die Faziestypen der Todrha-Formation zunehmend durch feinkörnige, d.h. distalere Turbidite sowie durch hemipelagische Faune-n-Anreicherungen beeinflußt. Dagegen sind im Osten der Todrha- J. Tazlout Region die Faziestypen durch Flachwasserkalke, proximale Turbidite und neritische Faunen gekennzeichnet. Daraus ergibt sich, daß der parallel zum "Accident sud-atlasique" NE/SW-streichende Ablagerungsraum der Todrha-Formation im Zeitabschnitt Sinemurium bis (?)Unter-Carixium an eine nach Westen einfallende Kippscholle gebunden war. Mit ihrem supratidal-intertidalen Charakter ist die Jbel-Rat-Formation ein Indiz für eine Plattform bzw. Hochscholle in unmittelbarer Nachbarschaft der Todrha-Formation. Daraus ergibt sich, daß der Sedimentationsraum des randlichen Atlas-Troges schon im Unteren Lias durch lokale Absenkungen hoch differenziert war (Abb. 22) und daß es zur Ausbildung einzelner Hoch- und Tiefschollen kam. Der Bereich Todrha- J. Tazlout bildete während dieser Zeit ein kleines abgeschlossenes Becken (starved basin), in dem Anreicherungen von Pyrit anaerobische Bedingungen belegen. Imi-n-Ifri- und Jbel-Choucht-Formation im Süden und Jbel-Rat-Formation im Norden entsprechen den Hochschollen, die die Tiefscholle der Todrha- J. Tazlout-Region begrenzten.

##### 3.3.1.2. Boutonnières

Im Bereich der heutigen "Boutonnières" existierten während der jurassischen Sedimentation Störungszonen, die den Sedimentationsraum in Schollen gliederten.

Synsedimentäre Tektonik im Unteren Lias ist in den Boutonnières durch hangtypische Phänomene belegt. Slumping ist auf die "Boutonnières" beschränkt. Wegen der tektonischen Verschuppungen ist eine präzise Transport-Richtung nicht zu bestimmen. In der Boutonnière von Talmest ist die synsedimentäre Tektonik außerdem durch intraformationelle Brekzien und Slumping in der Agoulzi-Formation gekennzeichnet.

### 3.3.2. Pliensbachium

#### 3.3.2.1. Boutonnière von Agoulzi

Südwestlich der "Boutonnière" von Agoulzi, wo weder eine mesozoische, noch eine känozoische Störung anzutreffen ist, nehmen die Mächtigkeiten der Jbel-Ouchbis- und Jbel-Aberdouz- Formation stark zu. Daneben ist folgende Entwicklung der Faziestypen zu beobachten: Schwamm-Riffe und Kieselknollen bzw. -Lagen, wie sie sich unmittelbar in der Umgebung der "Boutonnière" von Agoulzi finden, verschwinden gegen Westen. Umgelagerte neritische Fauna ist dort wesentlich seltener zu finden. Damit ergibt sich, daß im Unteren Lias die heutige "Boutonnière" von Agoulzi eine intrabasinale Schwelle bzw. ein schmales strukturelles Hoch bildete.

#### 3.3.2.2. Boutonnière von Talmest

Progressive Diskordanz: Westlich der Ortschaft Talmest am Jbel Choucht steht die untere Partie der Jbel-Choucht-Formation fast saiger. Sie wird von einem Konglomerat-Horizont überlagert, der mit etwa 55 ° nach Nordosten einfällt. Über diesem Konglomerat-Horizont folgt nach einer Winkeldiskordanz die obere Partie der Aganane-Formation (Abb. 12), die mit ca. 30 ° nach Südwesten einfällt. Die Mächtigkeit des Konglomerat- Horizontes nimmt kontinuierlich nach SW hin ab. Der Konglomerat-Horizont verschwindet etwa 15 km südwestlich des Jbel Choucht. Die Gerölle bestehen überwiegend aus liassischen Komponenten; sie sind oft eckig, können aber auch gerundet sein. Die Matrix wird von Tonen und Mergeln gebildet, die unregelmäßige Horizonte in Dezimeter-Stärke bilden. Nach Südwesten, am Jbel Wawrirout, sind Konglomerate auch in der oberen Partie der Jbel-Choucht-Formation eingeschaltet. Wegen der känozoischen Tektonik ist die Mächtigkeit schwer zu schätzen. Die aufgeschlossene Serie hat am nordwestlichen Rand der Boutonnière von Talmest eine Mächtigkeit von 450 m. Am Südrand derselben Boutonnière beträgt die Mächtigkeit etwa 600 m.

Funde vereinzelter Ammoniten und Orbitopselliden erlauben die Rekonstruktion der paläogeographischen Entwicklung dieser Boutonnière. Die Boutonnière von Talmest bildete im Carixium ein strukturelles Hoch, entlang dessen sich ein Korallen-Riff entwickelte. Im Domerium ist eine kontinuierliche Bewegung durch progressive Diskordanzen am Nordwestrand der Boutonnière belegt. Aus dem Mächtigkeitsunterschied ergibt sich, daß im Bereich des Südwestrandes eine absinkende Scholle lag. Die eingeschalteten Konglomerate in der oberen Partie der Jbel-Choucht-Formation belegen periodische Erosionsphasen am Nordwestrand. Diese Entwicklung verstärkte sich mit den Ablagerungen des Intervalls Toarcium - Aalenium, so daß die Mächtigkeitsunterschiede zwischen den beiden Flanken der Boutonnière mehr als 2600 m erreichen.

### 3.3.3. Toarcium-Aalenium

Das Auskeilen von Formationen (Abb. 28), das Paläorelief, Erosionsdiskordanzen, Konglomerate und starke Mächtigkeitsunterschiede belegen die hohe Intensität der synsedimentären Tektonik im Intervall Toarcium - Aalenium.

#### 3.3.3.1. Auskeilen von Formationen

**Tafraout**

Wenige Kilometer südöstlich der Ortschaft Tafraout keilen die drei Formationen der unteren Partie der Tafraout-Gruppe kontiniuerlich nach Osten aus und verschwinden am Paß Tafraout - Almou. Konglomerat-Horizonte sind unregelmäßig in die Tafraout-Formationen 1, 3, 4 und in die Azilal-Formation eingeschaltet. Die Komponenten bestehen z.T. aus ober- und mittelliassischen Geröllen. Während die Maximal-Mächtigkeiten dieser Gruppe südlich der Boutonnière von Tafraout 2200 m erreichen, überschreiten sie nördlich dieser Boutonnière nicht 400 m. Das belegt eine relative Vertiefung südlich der Boutonnière.

**Jbel Akenzoud, Tarakhsa.**

Die Mächtigkeit der Tagoudite-Formation nimmt von Osten nach Westen ab. Die Tagoudite-Formation verschwindet vollständig bei Tarachsa und am Jbel Akenzoud (Abb. 28). In diesen beiden Lokalitäten wurden die Sedimente der Tafraout-Formation 3 gleichzeitig auf der Jbel-Choucht-Formation (Domerium) und Tagoudite-Formation (Unter Toarcium) abgelagert.

#### 3.3.3.2. Stratigraphische Lücke und Paläorelief

In den beiden soeben beschriebenen Lokalitäten sowie in Taghia-n-Dadès ist eine lokale stratigraphische Lücke im Unteren Toarcium zu beobachten. Die Gesteine der Tafraout-Formation 3 (Mittleres Toarcium ?) überlagern dort die Jbel-Choucht-Formation (Domerium) direkt. Am Jbel

Akenzoud ist die Grenze zwischen der Jbel-Choucht- und der Tafraout-Formation 3 durch Eisenkrusten und eine submarine Erosionsfläche gekennzeichnet, in der ungefähr NNE-streichende "Neptunian Dykes" (Taf. 6, Abb. 3) und kleindimensionierte Abschiebungen (Taf. 6, Abb. 5) mit sandigen Mergeln und Geröllen der Tafraout-Formation 3 gefüllt sind. Sporadisch findet sich ein dünner Konglomerat-Horizont, dessen Komponenten z.T. liassischen Ursprungs sind. Im Zentralen Hohen Atlas von Rich und Boudahar beschrieben BERNASCONI (1983) und DRESNAY (1975) ähnliche Phänomene. Erosionsdiskordanzen sind auch in der Boutonnière von Talmest südlich des Jbel Wawrirout und in der Boutonnière von Tafraout südlich des Jbel Tafraout zwischen der Jbel-Choucht-Formation und der Tafraout-Formation 1 zu beobachten.

Im Intervall Oberes Domerium bis Unteres Toarcium entwickelte sich entlang der Paläostörungen ein ausgeprägtes Paläorelief.

#### 3.3.3.3. Mächtigkeitsunterschiede

Aufgrund der Umrahmung der Serien des Toarcium bis Aaleniums durch die Jbel-Choucht-Formation bzw. Aganane-Formation (Pliensbachium) im Liegenden und die Bin-El-Ouidane-Formation 1a (Bajocium) im Hangenden läßt auf Blatt Tinerhir (1/100 000) die synsedimentäre Tektonik auch durch Mächtigkeitsunterschiede dokumentieren. Die Mächtigkeiten nehmen generell von Süden nach Norden zu die zur großen Mächtigkeitunterschieden führte. Konglomerat-Einschaltungen bezeugen die Entstehung zeitweiliger Erosionsflächen.

#### 3.3.3.4. Schlußfolgerungen

Das im Oberen Domerium entstandene Paläorelief wurde durch die Ablagerungen der Tagoudite-Formation (Unter Toarcium) eingeebnet. Es begann ein neue Sedimentationszyklus, der vom Mittleren Toarcium (?) bis in das obere Aalenium andauerte. Dieser Zyklus ist durch die Ablagerung von Flachwassersedimenten gekennzeichnet. Aus Mächtigkeitsänderungen auf beiden Seiten der Paläostörungen bzw. generell von Süden nach Norden sowie aus kleindimensionierten Paläoabschiebungen und "Neptunian dykes", die etwa NN/S streichen, ist in diesem Zeitabschnitt eine Dehnungsphase belegt, die wahrscheinlich von einer divergenten sinistralen Blattverschiebung gesteuert wurde. Die Paläostörungen im Verlauf der rezenten Boutonnières begrenzten die von Norden nach Süden gekippte Schollen.

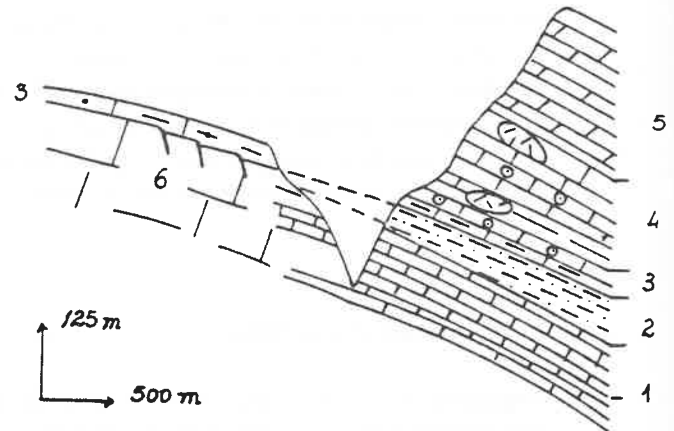



**Abb. 28:** Auskeilen der Tagoudit-Formation an einem submarinen Paläorelief von Riffgesteinen der Jbel-Choucht-Formation; Jbel Akenzoud bei Ait Toukhsine, Dadès.

1: Aberdouz-Formation; 2: Tagoudit-Formation; 3: Tafraout-Formation 3; Tafraout-Formation 4; 5: Azilal-Formation; 6: Jbel-Choucht-Formation.

#### 3.3.4. Bajocium-Bathonium

Progressive und Winkeldiskordanzen (Taf. 6, Abb. 1 und 2), Mächtigkeits- und Faziesänderungen sowie das Einsetzen des Magmatismus sind wichtige Indizien der synsedimentären Tektonik im Bajocium-Bathonium.

#### 3.3.4.1. Diskordanz

Am südöstlichen Rand der Boutonnière von Ikerzie bei Akka-n-Malrhat bilden die Gesteine der Agoulzi-Formation eine Antiklinale mit einer sehr steilen Achse, die etwa 80 ° nach

Nordosten einfällt.

Die Schichten sind erodiert und von den Serien der Bin-El-Ouidane-Formation 3, die mit etwa 30 ° nach Nordosten einfallen, überlagert (Taf. 6, Abb. 1). Sporadisch kann ein Konglomerat-Horizont zwischen den beiden Formationen eingeschaltet sein. Die Komponenten bestehen aus liassischen, aber auch aus paläozoischen Geröllen. Am selben Rand ist etwa 2 km nach Süden eine progressive Diskordanz (Taf. 6, Abb. 2) in den Serien der Guettioua-Formation zu beobachten. Die unteren Schichten der Guettioua-Formation stehen senkrecht oder sie sind schwach nach Süden überkippt. Sie werden flach überlaget von der oberen Partie derselben Formation, die mit etwa 5 ° nach Südosten einfällt. Darin eingeschaltet sind Konglomerate mit paläozoischen, triassischen und liassischen Geröllen.

Schon ab dem Sinemurium kam es zu einer starken Differenzierung des Ablagerungesraumes, belegt durch abrupte laterale Fazies-Wechsel. Im Oberen Domerium und Unteren Toarcium nahm die Subsidenzrate ab, und der Ablagerungsraum wurde aufgefüllt (Tagoudite-Formation).

Das Intervall Mittleres Toarcium bis Oberes Aalenium ist durch eine zunehmende Subsidenzrate gekennzeichnet. So finden sich z.B. südlich von Tafraout mehr als 1600 m mächtige Flachwasser-Sedimente. Die wiedereinsetzende Dehnung könnte die Folge einer divergenten sinistralen Blattverschiebung sein. Dafür sprechen die ungefähr N/S-streichenden Abschiebungen und "Neptunian Dykes" am Jbel Akenzoud sowie die etwa 45 ° streichende Paläostörung im Bereich der Boutonnière von Ikerzie. Mächtigkeitunterschiede zwischen den beiden Seiten der Boutonnières zeigen, daß jeweils zwei heutige Antiklinal-Strukturen eine von Süden nach Norden gekippte Paläoscholle begrenzten. Im Oberen Aalenium ließ die Subsidenz nach, und der Ablagerungsraum wurde aufgefüllt (Azilal-Formation).

Im Bajocium-Bathonium verursachte eine fast kontinuierliche Bewegung entlang der Paläostörungen eine weitere Heraushebung der heutigen Antiklinal-Strukturen parallel zu einer starken Subsidenz in den Synklinal-Bereichen. Diese Bewegungen stehen wahrscheinlich mit einer konvergenten dextralen Blattverschiebung in Verbindung. STUDER (1980) führte diese Bewegungen sowie auch die Bewegungen des Toarcium-Aalenium auf Kompressionsphasen zurück.

## 4. Schlußbetrachtung

Anhand der vorliegenden Ergebnisse und der Literatur kann gezeigt werden, daß die Geschichte der jurassischen Sedimentation im Zentralen Hohen Atlas durch tektonische Bewegungen an präexistenten Störungen und eustatische Vorgänge beeinflußt wurde. Dabei spiegelt sich die Abhängigkeit der Sedimentationsbedingungen von den eustatischen und den tektonischen Vorgängen durch laterale und vertikale Veränderungen von Fazies und Mächtigkeiten sowie durch Diskordanzen und Sedimentationsunterbrechungen wider.

Zwei Sedimentationsunterbrechungen im Ober-Domerium/Unter-Toarcium und im Ober-Aalenium/Unter-Bajocium gliedern die jurassische Sedimentaionsgeschichte in drei Megazyklen. Innerhalb jedes Megazyklus lassen sich jedoch kurzfristige eustatisch und/oder tektonisch induzierte Zyklen unterscheiden.

**Der Megazyklus Sinemurium bis Ober-Domerium / Unter-Toarcium**

1) Der erste Megazyklus begann mit den ältesten Karbonatsedimenten im Sinemurium, wahrscheinlich Hettangium (vgl. CREVELLO 1990). Dem entspricht die erste jurassische Transgression.

2) Während sich am Südrand (Tinerhir) und Nordrand des Zentralen Hohen Atlas (JENNY 1988) ein Übergang (Ait-Ras-Formation) zwischen den Karbonatsedimenten des Jura und des siliziklastischen Ablagerungen von Trias/Lias-Alter unterscheiden läßt, ist dieser im Zentrum des Arbeitsgebiets in allen Boutonnières abrupt (vgl. CREVELLO, 1990). Die Basaltgesteine an der Wende Trias/Lias wurden direkt von Karbonatgesteine der Agoulzi-Formation überlagert.

3) Die Faziesverteilung von Imi-n-Irfi, JbelChoucht-, Todrha-und Jbel-Rat-Formation zeigt, daß schon im Sinemurium der Atlas-Trog in Hoch- und Tief-Schollen differenziert war. BERNASCONI (1983) und CREVELLO (1990) beschrieben die Segmentation der Plattform im Mittel-Sinemurium in kleineren Plattformen mit verschiedenen Fazies-Gürteln.

4) Der schmale und langgestreckte Trog des Bereiches Todrha - Jbel Tazlout kann als negative "flower structure" interpretiert werden.

5) Im Pliensbachium war die Südplattform in zwei Bereiche

aufgeteilt; während der Südbereich deutlich kontinentalem Einfluß und intertidalen bis supratidalen Bedingungen unterworfen (Ait-Bazzi-Formation) war, wurden der Nordbereich der Plattform und das Intraplattform-Becken (Aganane- und Jbel-Choucht-Formation) nur schwach von kontinentalen Bedingungen beeinflußt (vgl. CREVELLO, 1990, und SEPTFONTAINE, 1986).

6) Im unteren Carixium (Biozone B nach SEPTFONTAINE 1986), d.h. wahrscheinlich bei einem kurzfristigen Tiefstand des Meeresspiegels (Jamesoni Biozone), kam es zur Bildung vom supratidalen bis intertidalen Sedimenten in der unteren Partie der Aganane-Formation. Danach erreichte das Meer im Pliensbachium weite Areale im Atlas-System (vgl. BERNASCONI, 1983; CREVELLO, 1990; HAUPTMANN, 1990).

7) Zur Zeit der Ablagerung der Plattform-Karbonatgesteine (Aganane-Formation), also wahrscheinlich ab dem oberen Carixium, war der Trog des Bereichs Todrha - Jbel Tazlout verschwunden.

8) Die mehr als 600 m mächtigen Plattform-Karbonatgesteine des Pliensbachiums beiweisen eine ziemlich hohe Subsidenz.

9) Die Fazies-Verteilung im Pliensbachium zeigt von Süden nach Norden eine etwa 15 km breite Plattform, einen NE/SW-streichende Riff-Gürtel und einen Becken-Bereich. In den Boutonnières (Ikerzie, Talmest) sind interne Plattformen durch Riffgesteine und die Ooidsandbarren der Jbel-Choucht-Formation belegt.

11) Im oberen Domerium/unteren Toarcium kam es zur Auffüllung und zur lokalen Sedimentationsunterbrechung in weiten Arealen des Atlas-Trogs. Während durch eine Meeresspiegelabsenkung um etwa 50 m im oberen Domerium (UAB-4, Grenze 4,2/4,3, Spinatum-Zone) die Plattform und Schwellen-Bereiche trocken fielen, wurden die Becken-Bereiche durch siliziklastische Turbidite der Tagoudite- bzw. der Tafraout-Formation 2 sowie der Tafraout-Formation 3 aufgefüllt. Während im Mittleren Atlas und im östlichen Hohen Atlas sowie in Algerien viele Autoren (u. a. COLO, 1961; FEDAN, 1985; BEN BOUZEIENE, 1984; JAILLARD et al., 1981; KAZI-TANI 1986; CREVELLO 1990) dasselbe Phänomen beschrieben, erwähnte NACIRI (1986) keine Sedimentationsunterbrechung im Gebiet von Beni-Snassen (NE Marokko).

**Der Megazyklus Toarcium-Aalenium**

1) Dieser Megazyklus begann mit einer erneuten Transgression der Plattform-Gesteine auf weite Areale des Arbeitsgebiets. Nach CREVELLO (1990) begann diese Transgression ("Stage 3") im östlichen Hohen Atlas im Mittleren Toarcium (Falciferum- bis Bifrons-Zone).

2) Während dieses Megazyklus wies das Arbeitsgebiet überwiegend Flachwasser-Bedingungen auf.

3) In dieser Zeit erreichte die Subsidenzrate in manchen Gebieten (Tafraout, Talmest) ihr Maximum. Die Mächtigkeit der Serien des Toarcium-Aalenium erreicht bei Tafraout mehr als 2200 m.

4) In diesem Intervall entwickelte sich generell vom Mittel-Toarcium (?) an ein Gleichgewicht zwischen Sedimentation und Subsidenz. Aus signifikanenten Mächtigkeitsunterschieden ergeben sich starke lokale Schwankungen der Sedimentations- und Subsidenz-Rate (vgl. HAUPTMANN, 1990). Die Mächtigkeit-Verteilung zeigt, daß die Subsidenzrate von Süden nach Norden zunehmen.

5) Eine Dehnungsphase im Toarcium wurde schon von DUBAR (1938), DRESNAY (1975) und BERNASCONI (1983) erwähnt. Aus Mächtigkeitsänderungen auf beiden Seiten der Paläostörungen bzw. generell von Süden nach Norden, aus kleindimensionierten Paläoabschiebungen und "Neptunian dykes", die etwa N/S-streichen, sowie aus N 45 °-streichenden Sockel-Störungen (Ikerzie), ist in diesem Zeitabschnitt eine Dehnung belegt, die wahrscheinlich durch eine divergente sinistrale Blattverschiebung bedingt wurde. Dagegen postulierte STUDER (1980) eine kompressive Phase in dieser Zeit.

6) Tiefwasser-Sedimente wurden im Arbeitsgebiet während dieses Megazyklus nur noch bei Tafraout etwa 40 km nördlich vom "accident sud-atlasique" und in nordlichem Teil bei der Boutonnière von Agoulzi abgelagert.

7) Im oberen Aalenium zeigen die interdidalen bis supratidalen Sedimente der Azilal-Formation, daß es zur Auffüllung und Einebnung der weiten Arealen des Arbeitsgebiets gekommen ist.

8) Die paläogeographische Gliederung des ersten Megazyklus existierten nicht mehr. Im Arbeitsgebiet wurden in diesem Zeittabschnitt fast nur noch Plattform-Sedimente abgelagert.

**Der Megazyklus Bajocium - Bathonium**

1) Im Bajocium begann die letzte jurassische Transgression mit den weit verbreiteten Plattform-Gesteinen der Bin-El-Ouidane-Gruppe. Tiefwasser-Ablagerungen (untere Partie der "Formation d'Agoudim" sensu STUDER 1980) finden sich im Arbeitsgebiet nur noch am nördlichem Rand des Blattes Tinerhir.

2) Mit der Auffüllung des Ablagerungsraumes im Oberen Aalenium durch die Flachwasser-Gesteine der Azielal-Formation war eine ausgedehnte Ebene entstanden.

3) Die Auffüllung des Atlas-Trogs mit den Rotserien der Gettioua-Formation fand im Bathonium statt (vgl. DRESNAY 1979, LAVILLE 1985).3) Bewegungen an Paläostörungen, wahrscheinlich ab dem Mittleren Bajocium (Tafraout, Ikerzie), verursachten Faltenbildung und lokal die Entstehung eines ausgeprägten Paläoreliefs im Bereich der Boutonnières sowie große Mächtigkeitsunterschiede bis zum Auskeilen von Formationen.

4) Charakteristisch für diesen Megazyklus sind auch die weit verbreiteten Magmatite (Batholite) entlang der Boutonnières. In den Synklinalen treten stattdessen dykes und/oder sills auf.

5) Eine konvergente dextrale Blattverschiebung ist durch eine etwa 45° streichende präexistente Störung im Grundgebirge und durch eine N/S-streichende Falten-Achse in den Schichten der Agoulzi-Formation (Ikerzi) belegt. Während der Ablagerungen der Rotserien im Bathonium setzte sich diese Entwicklung fort.

6) PROUST et al. (1977) haben durch Gefüge-Untersunchungen entlang der Tizi-n-Test-Störung (Ikerzi und Tafraout-Störung sind Verlängerung dieser Störung) gezeigt, daß an dieser in spätvaristischer Zeit dextrale, in Trias und Jura sinistrale Blattverschiebungen und seit der Kreide wahrscheinlich nur noch vertikale Bewegungen stattgefunden haben. LAVILLE (1985) postulierte, daß im Toarcium - Bajocium an diese Störung eine sinistrale Bewegung erfolgte, die im zentralen Hohen Atlas das Maximum von Subsidenz und Intrusionen zur Folge hat.

**Literaturverzeichnis**

BEAUVAIS, L. (1977 a): Main characters of the Liassic coral fauna from Morocco. - In: GINSBURG, R. N. (Ed.): Proceedings, Third international Coral reef synposium, Miami 1977, 2, 375-378, Miami.

BEAUVAIS, L. (1977 b): Un nouveau genre de madréporaire ahérmatypique et un nouveau mode de gemmation: *Cardiastraea cristata*-nov. gen., nov. sp. du Lias du Maroc. - Géobios, 11/1, 85-89, Lyon.

BEAUVAIS, L. (1986): Monographie des madréporaires du Jurassique inférieur du Maroc. Palaeontographica, (A), 194, 168, Sttutgart.

BEN ABDELLAH, A. (1952): Etude géologique et métallogénique de la partie occidentale des Béni Snassene. - Serv. géol. Maroc, Rapport inédit, n ° 321, 13 p. Rabat.

BEN SHILI, K. (1987): Lias-Dogger du Moyen Atlas plissé (Maroc). Sédimentologie, biostratigraphie et évolution paléogéographique. - Thèse Doct. Etat Univ. C. Bernard, Lyon, 333 S., Lyon.

BENZAQUEN, M. (1963): La bordure septentrionale de l'Atlas de Béni Mellal. - Not. Mém. Serv. géol. Maroc, 170, 45-80, Rabat.

BERNASCONI, R. (1983): Géologie du Haut Atlas de Rich (Maroc). Thèse Univ. Neuchâtel, 107 S., Neuchâtel.

BERTRAND, H. & PRIOTON J.-M. (1975 a, b): Les dolérites marocaines et l'ouverture de l'Atlantique. Etude pétrologique et géochimique. - Thèse 3 ° cycle, 321 p., Univ. Claude Bernard, Lyon.

BERTRAND, H. & WESTPHAL, M. (1977): Comparaisons géologiques et paléomagnétiques des tholéiites du Maroc et de l'Amérique du Nord: Implications pour l'ouverture de l'Atlantique. - Bull. Soc. géol. France, (VII), 19/3, 513-520, Paris.

BINOT, F. DRESEN, G., STETS, J. & WURSTER, P. (1986): Die Tizi-n-Test-Verwerfungszone im Hohen Atlas (Marokko). -Geol. Rdsch., 5/3, 647-664.

BIRON, P. (1983): Le Permo-Trias de la région de l'Ourika-Haut Atlas de Marrakech, Maroc. - Thèse 3 ° cycle, 170 p., Grenoble.

BRECHBÜHLER, Y.-A., (1984): Etude structurale et géologique du Haut Atlas entre le Jbel Ayachi et Rich (Maroc). - Thèse Univ. Neuchâtel, 128 S., Neuchâtel.

BRECHBÜHLER, Y.-A., BERNASCONI, R. & SCHAER, J.-P. (1988): Jurassic sediment of the Central High Atlas of Morocco: Deposition, Burial and Erosion History. - In: JACOBSHAGEN, V. (Ed.): The Atlas System of Morocco. Studies on its geodynamic Evolution. - Lect. Not. Earth Sci., 15, 201-217, Berlin-Heidelberg-New-York (Springer).

BREDE, R. (1987): Strukturelle Entwicklung des Zentralen Hohen Atlas nordwestlich von Errachidia (Marokko). - Berliner geowiss. Abh., (A), 85, 65 S., Berlin.

BREDE, R. & HEINITZ, W. (1986): Zum Bau des Hohen Atlas zwischen Errachidia und Midelt (Marokko). - Berliner geowiss. Abh., (A), 66/II, 433-455, Berlin.

BROWN, R.-H. (1980): Triassic rocks of the Argana Valley, Southern Morocco, and their regional structure implications. -AAPG Bull., 64, 7, p. 988-1003.

BURGESS, C. J. & LEE, C. W. (1978): The development of a Lower Jurassic carbonate tidal flat, Central High Atlas, Morocco. 1: Sedimentary history. - J. sediment. Petrol., 48/3, 777-794, Tulsa.

BURRI, P., DRESNAY, R. du & WAGNER, C. W. (1973): Tepee structures and associated diagenitic features in intertidal carbonate sands (Lower Jurassic, Morocco). -Sediment. Geol., 9, 221-2-28, Amsterdam.

CHOUBERT, G. (1956/57): Carte géologique du Maroc au 1/500 000, feuilles Marrakech, Ouarzazate, Rabat, Oujda. - Serv. géol. Maroc, Rabat.

CHOUBERT, G. & FAURE MURET, A. (1962): Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. - Livre mém. P. FALLOT, 1960, I, 447-527, Paris (Soc. géol. France).

CREVELLO, P.-D. (1990): Stratigraphic evolution of Lower Jurassic carbonate platforms: Record of rift tectonics and eustasy, central and eastern High Atlas, Morocco, Thesis T 3492, Colorado School of Mines, Golden.

CREVELLO, P. & HARRIS, P. (1984): Depositional models for Jurassic recifal buildups. - In: GCSS-EPM Foundation, third annual research conference, Proceedings, 57-102, Tulsa.

FOUCAULD, CH. de (1888): Reconnaissance au Maroc (1883-1884), - 495 p.,tlas de 20 feuilles au 1/250 000. Paris (Challamel édit).

FIECHTNER, L. (1990): Geochemie und Geochronologie frühmesozoischer Tholeiite aus Zentral-Marokko. - Berliner geowiss. Abh, (A), 118, 78 S. Berlin

DEWEY, J.-F. & PITMAN, III, W.-C., RYAN, W.B.F. & BONIN, J. (1973): Plate tectonics and evolution of the Alpine system. -Geol. Soc. Amer. Bull., 84/10, p. 3137-3180. Boulder.

DRESNAY, R. du (1962): Découverte au J. Klakh (Haut Atlas oriental marocain) d'une faune saumâtre de lamellibranches et d'un épisode transgressif du Bathonien. - C.R.Soc.géol. France, 10, p. 324.

DRESNAY, R. du (1963): Données stratigraphiques complémentaires sur le Jurassique moyen des synclinaux d'El Mers et de Skoura (Moyen Atlas, Maroc). - Bull. Soc. géol. France, (VII), 5, 893-900, Paris.

RESNAY, R. du (1964): Les discontinuités de sédimentation pendant le Jurassique dans la partie orientale du domaine atlasique marocain, leurs conséquences stratigraphiques et leurs relations avec l'orogénèse atlasique. - Coll. Jurassique Luxembourg 1962, C. R. et Mém., 899-912, Luxembourg.

DRESNAY, R. du (1969): Discussions stratigraphiques sur les conditions de gisements de bois fossiles mésozoïques du Maroc, tudis par Mlles Y. Attims, F. Crémier et F. Gazeau. - Not. Mém. Serv. géol. Maroc, 210, 121-178, Rabat.

DRESNAY, R. du (1971): Extension et développement des phénomènes récifaux jurassiques dans le domaine atlasique marocain, particulièrement au Lias moyen. Bull. Soc. géol. France, (VII), 13/1-2, 46-56, Paris.

DRESNAY, R. du (1972 a): Sédiments carbonatés intercotidaux et supracotidaux du Lias inférieur, dans le domaine marocain. - C. R. Acad. Sci., (D), 275, 341-344, Paris.

DRESNAY, R. du (1972 b): Les phénomènes de bordure des constructions carbonatés du Lias moyen du Haut Atlas oriental (Maroc). - Compt. rend. Acad. Sci., (D), 275, 535-537, Paris.

DRESNAY R. du (1975): Influence de l'héritage structural tardihércynien et la tectonique contemporaine de la sédimentation jurassique dans le sillon marin du Haut Atlas ( Maroc). - 9 ° congrès international de sédimentologie Nice 1975, thème 4, tectonique et sédimentation, 103-108. Nice.

DRESNAY, R. du (1976): Development and paleogeographic extent of buildups and organic reefs during Jurassic time in the Atlas Mountains of Morocco, Northwest Africa. - Amer. Ass. Petr. Geol. Bull., 60, 667-668, Tulsa.

DRESNAY, R. du (1979): Sédiments jurassiques du domaine des chaînes atlasiques du Maroc. - Symposium "Sédimentation jurassique W-Européenne", Assoc. Sédimentol. France, Publ. spec., 1, 345-365, Paris.

DRESNAY, R. du (1988): Recent data on the geology of the Middle Atlas (Morocco). - In: JACOBSHAGEN, V. (Ed.): The Atlas System of Morocco. Studies on its Geodynamic Evolution. - Lect. Not. Earth Sci., 15, 293-320, Berlin-Heidelberg-New-York (Springer).

DRESNAY, R. du, TERMIER, G. & TERMIER, H. (1978): Les Héxactinellides (Lyssakides et Dictionines) du Lias marocain. - Géobios, 11/3, 269 295,

Lyon.

DUBAR, G. (1942): Etudes paléontologiques sur le Lias du Maroc. Brachiopodes, Térébratules et Zeillerides multiplissés. - Not. Mém. Serv. géol. Maroc, 57, 103 S. Rabat.

DUBAR, G. (1952: Livret-guide de l'excursion A 34, Haut Atlas central. - Congr. géol. int., XIX ° sess. - Alger 1952.

DUBAR, G. (1962): Notes sur la paléogéographie du Lias marocain (domaine atlasique). - Livre Mém. P. FALLOT, 1960, I, 529-544, Paris (Soc. géol. France).

DUBAR, G. & MOUTERDE, R. (1978 a): Les formations à Ammonites du Lias moyen dans le Haut Atlas de Midelt et du Tadla. Not. Mém. Serv. géol. Maroc. 274, 112 S., Rabat.

DUBAR, G. & MOUTERDE, R. (1978 b): L'Aalénien et le Toarcien terminal du Haut Atlas. Esquisse paléogéographique. Bull. Soc. Géol. France, (VII), 20 , 169-178.

DUTUIT, J.-M. (1966): Apports des découvertes des vertébrés à la stratigraphie du Trias continental du couloir d'Argana (Haut Atlas occidental, Maroc). - Not. Mém. Serv. géol. Maroc, 26, 188, 29-31, Rabat.

EL ARABI, H. (1986): Etude stratigraphique et sédimentologique du Lias aux confins du causse Moyen Atlasique et du Moyen Atlas plissé (Maroc). - Thèse Univ. Toulouse, 200 S., Toulouse.

EL ARABI, H., CANEROT, J., & CHARRIERE, A. (1986): Données stratigraphiques et sédimentologiques nouvelles sur le Lias du causse moyen atlasique (Région d'Imouzzer-Ifrane, Maroc). - Rev. Fac. Scienc. Marrakech, Num. spec. 2, 207-223, Marrakech.

EL WARTITI, M.(1983): Sur les formations triasiques de la zone "Tiddas Souk Es-Sebt"(bordure NW du Maroc central Bull. Fac. Sci. Marrakech, n ° spec. 1, Sect. Sci. Terre, 41-48, Marrakech.

EVANS, I. & KENDALL, C. G. St. C. (1977): An interpretation of the depositional setting of some deepwater Jurassic carbonates of the Central High Atlas Mountains, Morocco. - Soc. Econ. Paleont. Min., Spec. Publ., 25, 249-261, Tulsa.

EVANS, I., KENDALL, C. & BUTLER, J. C. (1977): Genesis of Liassic shallow and deep water rhytms, Central High Atlas Mountains, Morocco. - J. Sediment. Petrol., 47/1, 120-128, Tulsa.

FADIL, A. (1987): Structure et évolution alpine du Haut Atlas central sur la transversale Aghbala Imilchil (Maroc). - Thèse doct. ing. géol. Univ. P. Sabatier Toulouse, 185 S., Toulouse.

FEDAN, B. (1987): Evolution géodynamique d'un bassin intraplaque sur décrochements: Le Moyen Atlas (Maroc) durant le Meso-Cenozoique. - Thèse Univ. Mohamed V Rabat 328 S., Rabat.

FLÜGEL, E. (1982): Microfacies analysis of limestones. - 683 S., Berlin-Heidelberg-New York (Springer).

GÖRLER, K., HELMDACH, F.-F., GAEMERS, P., HEISSIG, K., HINSCH, W., MÄDLER, K., SCHWARZHANS, W. & ZUCHT, M. (1988): The uplift of the central High Atlas as deduced from Neogene continental sediments of the Ouarzazate Province, Morocco. - In: JACOBSHAGEN, V. (Ed.): The Atlas System of Morocco. Studies on its Geodynamic Evolution. Lect. Notes Earth Sci., 15, 361-404, Berlin-Heidelberg-New York (Springer).

GÖRLER, K. & ZUCHT, M. (1986): Stratigraphie und Tektonik des kontinentalen Neogens im Süden des Zentralen Hohen Atlas, Provinz Ouarzazate (Marokko). - Berl. geowss. Abh., (A), 66/II, 471-494, Berlin.

GENTIL, L. (1910 a): Contribution à l'étude tectonique du Haut Atlas marocain. - Bull. Soc. géol. France, 10, 162-163, Paris.

GENTIL, L. (1910 b): Sur la structure du Haut Atlas marocain. - Bull. Soc. géol. France, 10, 484-688, Paris.

HADRI, M. (1987): Etude sédimentologique et structurale du bassin d'Ait Hani (Haut Atlas central, Maroc). Mémoire de D.E.A. de géosciences. Univ. Paris

XI, Centre cientifique d'Orsay, Paris.

HALLIWELL, B-.A. (1985): Deep-water carbonate deposits of the southern margin of the Jurassic central High Atlas trough, Morocco. - M. Sc. thesis, Colorado School of Mines, 226 p. Golden.

HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. - Science, 235, 1156-1167, Washington, D.C.

HAUPTMANN, M. (1990): Untersuchungen zur Mikrofazies, Stratigraphie und Paläogeographie jurassischer Karbonat-Gesteine im Atlas-System Zentral-Marokkos. Berliner geowiss. Abh., (A), 119, 90 S., Berlin.

HEINITZ, W. (1984): Die Deformation des sedime ntären Deckgebirges im Zentralen Anti-Atlas (Südmarokko). - Berliner geowiss. Abh., (A), 55, 84 S., Berlin.

HELMDACH, F.-F. (1986): Zur Alterseinstufung des höchsten marinen Tertiärs im Bereich der Südatlas-Randzone (Provinz Ouarzazate, Marokko). - Berliner geowiss. Abh., (A), 66/II, 495-502, Berlin.

HERBIG, H.-G. (1986): Lithostratigraphisch-fazielle Unter suchungen im marinen Alttertiär südlich des Zentralen Hohen Atlas (Marokko). - Berliner geowiss. Abh., (A), 66/II, 343-380, Berlin.

HERBIG, H.-G. (1991): Das Paläogen am Südrand des zentralen Hohen Atlas und im Mittleren Atlas Marokkos. Stratigraphie, Fazies, Paläotektonik. - Berliner geowiss. Abh. (A), 135, 289 S., Berlin.

HOTTINGER, L. (1967): Foraminifères imperforés du Mésozoïque marocain. - Not. Mém. Serv. géol. Maroc, 209, 168 S., Rabat.

HÜSSNER, H. M. (1985): Jurassische Karbonate des westlichen Hohen Atlas, (Marokko): Mikrofaziesanalyse und plattentektonischer Rahmen. - Facies, 12, 141-218, Erlangen.

ISCHIGAKI, S. (1988): Les empreites de Dinosaures du Jurassique inférieur du Haut Atlas central marocain. - Not. Mém. Serv. géol. Maroc, 334, p. 79-86, Rabat.

JACOBSHAGEN, V. (1986 a): Untersuchungen zur geodynamischen Entwicklung des Atlas-System in Süd-Marokko: Eine Einführung. - Berliner Geowiss. Abh., (A), 66/II, 265-272, Berlin.

JACOBSHAGEN, V. (1986 b): Zur Bau-Geschichte des Zentralen Hohen Atlas (Marokko). - Berliner geowiss. Abh., (A), 66/II, 455-470, Berlin.

JACOBSHAGEN, V. (1988): Geodynamic evolution of the Atlassystem (Morocco): an introduction. - In JACOBSHAGEN, V. (ed.): The Atlas System of Morocco. Studies on its geodynamic evolution. - Lect. Not. Earth Sci., 15, 3-9, Berlin-Heidelberg-New York (Springer).

JACOBSHAGEN, V., BREDE, R., HAUPTMANN, M., HEINITZ, W. & ZYLKA, R. (1988): - Structure and post-Paleozoic evolution of the High Atlas. - In JACOBSHAGEN, V. (ed.): The Atlas System of Morocco. Studies on its geodynamic evolution. - Lect. Not. Earth Sci., 245-271, Berlin-Heidelberg-New York (Springer).

JACOBSHAGEN, V., GÖRLER, K. & GIESE, P. (1988): Geodynamic evolution of the Atlas System (Morocco) in Post-Paleozoic times. - In: JACOBSHAGEN, V. (ed.): The Atlas System of Morocco. Studies on its Geodynamic Evolution. - Lect. Not. Earth Sci., 15, 481-499, Berlin-Heidelberg-New York (Springer).

JENNY,J. & LE MARREC, A. (1980): Mise en évidence d'une nappe à la limite méridionale du domaine hercyniendans la boutonnière d'Ait-Tamlil (Haut Atlas central, Maroc). - Eclog. géol Helv., 76/1, p. 243-251.

JENNY, J. (1983): Les décrochements de l'Atlas de Demnat (Haut Atlas central, Maroc): Prolongation orientale de la zone de décrochement de Tizi-n-Test et clef de la compréhension de la tectonique atlasique. - Eclogae Géol. Helvet., 76, 243-251, Basel.

JENNY, J. (1984): Dynamique de la phase tectonique synsédimentaire du Jurassique moyen dans le

Haut Atlas (Maroc). - Eclogae Géol. Helvet., 77, 143-152, Basel.

JENNY, J. & COUVREUR, G. (1985): Carte géologique du Maroc au 1/100 000 - Azilal. - Not. Mém. Serv. géol. Maroc, 339, Rabat.

JENNY,J. & COUVREUR, G. (1988): Carte géologique du Maroc au 1/100 000, feuille Azilal (Haut Atlas central) Mémoire explicatif. - Not. Mém. Serv. géol. Maroc, 339 bis, 104 S., Rabat.

JOSSEN, J.-A. (1990): Carte géologique du Maroc au 1/100 000, - Zawyat Ahançal. - Not. Mém. Serv. géol. Maroc, 355, Rabat.

JOSSEN, J.A., MILHI, A. & SEPTFONTAINE, M. (1987): L'horizon repère à *Timidonella sarda* de la plateforme-carbonatée du Haut Atlas central au Dogger. Valeur stratigraphique. - Res. X ° Coll. Africain de Micropaléontologie Rabat 1987. - Géol. Mediterr., 14/2, 171, Marseille.

LAPPARENT, A. F. de (1955): Etude paléontologique des vertébrés du Jurassique d'El Mers (Moyen Atlas). - Not. Mém. Serv. géol. Maroc, 124, 36 S., Rabat.

LAVILLE, E. (1985): Etude sédimentaire, tectonique et magmatique du bassin jurassique du Haut Atlas (Maroc). Modèle en relais multiples de décrochements. - Thèse Doct. Etat, Univ. Languedoc, Montpellier, 165 p.

LE MARREC, A. (1979): Lithostratigraphie du Permo-Trias du Haut Atlas de Demnat (Maroc). - 7 ° RAST, Lyon, p. 291.

LE MARREC, A. (1985): Carte géologique du Maroc au 1/100 000, - Demnat. - Not. Mém. Serv. géol. Maroc, 338, Rabat.

LETSCH, D. K. (1985): Early Jurassic depositional history of the northern margin of the Central High Atlas, Morocco. - Thesis, Colorado School of Mines, 171 S., Golden.

LORENZ, J. C. (1976): Triassic sediments and basin structurale of the Kerrouchen basin, Central Morocco. - J. Sediment. Petrol., 46, 897-905, Tulsa. LE MARREC, A. & TAUGOUDREAU LANTZ (1983): Nouvelles datations palynologiques du Trias supérieur du Haut Atlas de Demnat (Maroc). Le Permo-Trias marocain. - Fac. sc. Marakkech, Livret-guide de l'excursion du groupe français du Trias, sept. 1982, p 35.

LEVEQUE, P.(1961): Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de l'Atlas de Demnat (Maroc). Thèse sci., Paris, 3 vol., nomb. pl., fig., cartes h.t., 445 p.

LUCAS, G. (1952): Bordure nord des hautes plaines dans l'Algérie occidentale: Primaire, Jurassique. Analyse structurale. - XIX ° Congr. Géol. Intern., Alger, Monographies réoionales, (I), AngÉrae, n ° 21.

MANSPEIZER, W. (1982): Triassic-Liassic basins and climate of the Atlantic passive Margins. - Geol. Rdsch., 71/3, 895-917, Stuttgart.

MANSPEIZER, W., PUFFER, J. H. & COUSMINER , H. L. (1978): Separation of Morocco and eastern North America: A Triassic-Liassic stratigraphic record. - Geol. Soc. Amer. Bull., 89, 901-920, Boulder.

MATTIS, A. F. (1977): Nonmarine Triassic Sedimentation, Central High Atlas Mountains, Morocco. - J. Sediment. Petrol., 47, 107-119, Tulsa.

MATTAUER, M., TAPPONNIER, P. & PROUST, F. (1977): Sur les mécanismes de formation des chaînes atlasiques du Maroc . - Bull. Soc. géol. France, (VII), 19, 521-526, Paris.

MICHARD, A. (1976): Eléments de géologie marocaine. - Not. Mém. Serv. géol. Maroc, 252, 408 S., Rabat.

MILHI, A (1983): Rapport géologique de Talmest (Haut Atlas central). - Compte Rendu Annuel de la Division de la Géologie Générale. Rabat (unveröffentlicht).

MOHR, B. A. & FECHNER, G. (1986): Eine eozäne Mikroflora (Sporomorpha und Dinoflagellaten-Zysten) aus der Südatlas-Randzone westlich Boumalne du Dadès (Marokko). - Berliner geowiss. Abh., (A), 66/II, 381-414, Berlin.

MOHR, B. & SEUFERT, G. (1987): Mitteljurssische Rotsedimente im zentralen Hohen Atlas, Südmarokko. Geologische und paläontologische Untersuchungen. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 173, 303-319, Stuttgart.

MONBARON, M. (1981): Sédimentation, tectonique synsédimentaire et magmatisme basique: L'évolution paléogéographique et structurale de l'Atlas de Beni-Mellal (Maroc) au cours du Mésozoïque; ses incidences sur la tectonique tertiaire. - Eclogae géol. Helvet. 74/3, 625-638, Basel.

MONBARON, M. (1982): Un relief anté-Bathonien enfoui sur la ride de Jbel La'bbadine (Haut Atlas central,-Maroc); conséquences pour la chronologie de l'orogénèse atlasique. - Bull. Ver. schweiz. Petroleum - Geol., 48, p. 9-25.

MONBARON, M. (1985): Carte géologique du Maroc au 1/100 000 - Beni Mellal. - Not. Mém. Serv. géol. Maroc, 341, Rabat.

MONBARON, M., BRECHBÜHLER, Y.-A., JOSSEN, J.-A., SCHAER, J.-P. & SEPTFONTAINE, M. (1984): Evénements récifaux et faciès associés dans le Jurassique du haut Atlas marocain. - In: GEISTER, J. & HERB, R. (eds.): Géologie et paléoécologie des récifs: 3ème cycle romand des sciences de la terre. - 13.1. -13.22., Bern.

MONGIN, D. (1967): Les mollusques du Bathonien saumâtre du Moyen Atlas. - Not. Serv. géol. Maroc, 200, 35-84, Rabat.

MORET (1930): Notice explicative de la carte géologique provisoire de l'Atlas de Marakkech au 1/200 000. - Not. et Mém. Serv. Géol. Maroc, n ° 19 bis, 36 p., Rabat.

MOUSSU (1959): Sur la genèse d'un type particulier de gîte de cuivre dans les basaltes: Le niveau cuprifère de Tirmert (Haut Atlas, Maroc). - 20 ° Congr. int. Mexico 1956, C. R. secc. 13, 289-297.

NACIRI, T. (1986): Etude lithostratigraphique et structurale des Beni Snassene (Maroc). - Thèse 3 ° cycle, 212, Univ. de Peau et des Pays de l'Adour.

PETIT, J. P. & BEAUCHAMP, J. (1986): Synsedimentary faulting and palaeocurrent patterns in the Triassic sandstones of the High Atlas, Morocco. - Sedimentology, 33, 817-829, Oxford.

PROUST, F., PETIT, J. P. & TAPONNIER, P. (1977): L'accident du Tizi n'Test et le rôle des décrochements dans la tectonique du Haut Atlas occidental (Maroc). - Bull. Soc. géol. France, (VII), 19/3, 541-551, Paris.

PURSER, B. H. & EVANS, G. (1973): Regional Sedimentation along the Trucial Coast, SE Persian Gulf. - In: PURSER, B. H. (ed.): The Persian Gulf. Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenisis in a Shallow epicontinental sea. 211-231. Berlin-Heidelberg-New York (Springer).

PURSER, B.-H. & LOREAU, J.-P. (1973): Aragonitic supratidal encrustations on the Trucial Coast, Persian Gulf. - In PURSER, B.-H. (ed.): The Persian Gulf. Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in shalow epicontinental sea. 343-376, Berlin-Heidelberg-New York (Springer).

OWODENKO, B. (1946 b): Mémoire explicatif de la carte géologique du bassin houiller de Jerada et de la région au sud d'Oujda. Mém. Soc. géol. Belgique, t. 70. 163 S.

REBOUILLAT, J.-P. (1983): Le milieu de sédimentation et les étapes de la transgression du Dogger dans la région de Demnat, Haut Atlas central (Maroc). - Thèse 3 ° cycle, Univ. Dijon, 173 p.

ROCH, E. (1939): Description géologique des montagnes à l'Est de Marakech. Not. Serv. géol. Maroc, 51, 438 p., Rabat.

ROLLEY, J.-P. (1973): Notice explicative de la carte géologique du Maroc au 1/100 000, feuille Afourer (Haut Atlas, Maroc. Not. Serv. géol. Maroc, 247 bis, 1-75, Rabat.

ROUSSELLE, L. (1965): Rhynchonellidae, Terebratulidae et Zeilleriidae du Dogger marocain (Moyen Atlas septentrional, Hauts-Plateaux, Haut Atlas). - Not. Serv. géol. Maroc, 187, 186 S., Rabat.

ROUSSELLE, L. (1975): Distribution verticale des

Rhynchonelles dans le Domérien et le Toarcien en Espagne (chaîne celtibérique orientale, Catalogne méridionale), au Maroc (Prérif, Moyen Atlas, région d'Oujda) et en Algérie occidentale. - Bull. Soc. géol. France, (VII), 17/5, 878-885, Paris.

ROUSSELLE, L. (1977): Spiriferines du Lias moyen et supérieur au Maroc (Rides prérifaines, Moyen Atlas) et en Espagne (chaîne celtibérique orientale). - Not. Serv. géol. Maroc, 268, 153-175, Rabat.

RUSSO, PH. & RUSSO, L. (1934): Le grand accident sudatlasien. - Bull. Soc. géol. France., (V), 4, 375-384.

SALVAN, H.M. (1984): Les formations évaporitiques du Trias marocain. Problèmes stratigraphiques, paléogéographiques et paléoclimatiques. Quelques réflexions. - Rev. Géol. dyn. Géogr. phys., 25, 187-203, Paris.

SCHNELL, P. (1892): Das marokkanische Atlasgebirge. - Petermanns geogr. Mitt., Ergänzungsband 22, Gotha.

SCHOLLE, P. A., ARTHUR, M. A. & EKDALE, A. A. (1983): Pelagic environment. - In SCHOLLE, P. A., BEBOUT, D. G. & MOORE, C. H., (eds.): Carbonate depositional environments. - Amer. Ass. Petr. Geol. Mem., 33, 619-691, Tulsa.

SEPTFONTAINE, M. (1984) Biozonation (à l'aide- de foraminifères imperforés) de la plate-forme interne carbonatée liasique du Haut Atlas (Maroc). - Rev. Micropaléont., 27, 209-229, Paris.

SEPTFONTAINE, M. (1986): Milieux de dépôts et foraminifères (Lituolidés) de la plate-forme carbonatée du Lias moyen au Maroc. - Rev. Micropaléont., 28/4, 265-289, Paris.

SEUFERT, G. (1986): Zur strukturellen Entwicklung des Zentralen Hohen Atlas - Die Region zwischen Imilchil, Boumalne du Dadès und Tinerhir, Südmarokko. - Diss. Freie Universität Berlin, 143 S., Berlin.

SHINN, E. A. (1983): Tidal flat environment. - In SCHOLLE, P. A., BEBOUT, D. G. & MOORE, C. H., (Eds.): Carbonate depositional environments. - Amer. Ass. Petr. Geol. Mem., 33, 171-210, Tulsa.

STETS, J. & WURSTER, P. (1981): Zur Strukturgeschichte des Hohen Atlas in Marokko. - Geol. Rdsch., 70/3, 801-841, Stuttgart.

STUDER, M. (1980): Tectoniques et pétrographie des roches sédimentaires, éruptives et métamorphiques de la région de Tounfit-Tirrhist (Haut Atlas central, Maroc). - Thèse Univ. Neuchâtel. - Not. Serv. géol. Maroc, 321, 65-197, Rabat (1987).

TAUGOURDEAU-LANZ, J. (1978): Pollens de niveaux sédimentaires associés aux basaltes du Trias sur la bordure septentrionale du Maroc central. Précisions stratigraphiques. - Not. Mém. Serv. géol. Maroc, 40, 275, 135-146, Rabat.

TERMIER, H. (1936): Etudes géologiques sur le Maroc central et le Moyen Atlas septentrional. - Not. Mém. Serv. Mines & Cartes géol. Maroc, 33, 1566 p., Rabat.

THUIZAT (1976): Age potassium argon de dolérites mésozoïques du Maroc. - 4 ° RAST, Paris, p. 379.

VAN HOUTEN, F. B. (1977): Triassic-Liassic deposits of Morocco and Eastern North America: a comparison. - Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull., 61/1, 79-99, Tulsa.

VERSET, Y. (1985): Mémoire explicatif de la carte géologique du Maroc au 1/100 000, feuille Qasbat-Tadla. - Not. Serv. géol. Maroc, 340 bis, 132 p., Rabat.

VERDIER, J. (1971): Les zones de subsidence et les structures de glissements transversales du Haut Atlas (Maroc). - C.R. somm. Soc. géol. France, 6, 327 p.

VERDIER, J. (1972): Rôle d'un accident majeur du Haut Atlas sur la genèse de bassins subsidents et de structure de glissements dans la région de Guettioua (Maroc). - C.R. somm. Soc. géol. France, 3, 110-112.

WARME, J. E. (1988): Jurassic carbonate facies of the Central and Eastern High Atlas Rift, Morocco. - In: JACOBSHAGEN, V. (Ed.): The Atlas System of Morocco. Studies on its geodynamic Evolution. Lect. Not. Earth Sci., 15, 169-199, Berlin-Heidelberg-New-York (Springer).

WARME, J. E. (1989): Evolution of the Triassic High Atlas Rift, Morocco: Transtension, structural and eustatic controls on carbonate facies, tectonic inversion. - AAPG Mediterranean Basins Conference. Colorado School of Mines, Golden (Colorado).

WESTPHAL, M., MONTIGNY, R., THUIZAT, R., BARDON, C., BOSSERT, A., HAMZEH, R. & ROLLEY, J.-P. (1979): Paléomagnétisme et datation du volcanisme permien, triasique et crétacé du Maroc. - Canadian J. Earth Sci., 16, 2510-2164. Ottawa.

ZIEGLER, P. A. (1988): Evolution of the Arctic, North Atlantic and the western Tethys. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 43, 198 S., Tulsa.

ZYLKA, R. (1988): Der Südrand des Hohen Atlas zwischen Toundout und Goulmima (Marokko). Eine photogeologische und strukturelle Analyse. - Berliner geowiss. Abh., (A) 96, 129 S., Berlin.

**Tafel 1**

**Abb. 1:** Stromatolithische Algenmatte mit schichtparallelen Fenstergefügen. 5-fache Vergrößerung. Aganane-Formation. Unter-Carixium. Oued Todrha.

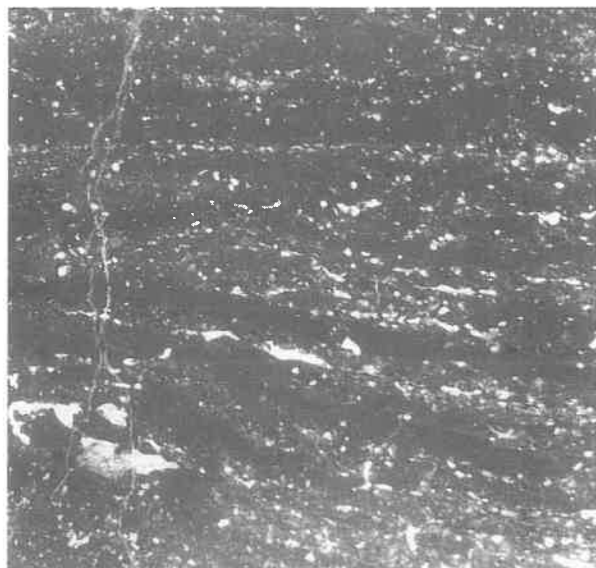
**Abb. 2:** Dismikrit mit Fenestergefügen, *Cayeuxia* und seltene Ostrakoden-Schalen. 5-fache Vergrößerung. Aganane-Formation. Unter-Carixium. Oued Todrha.

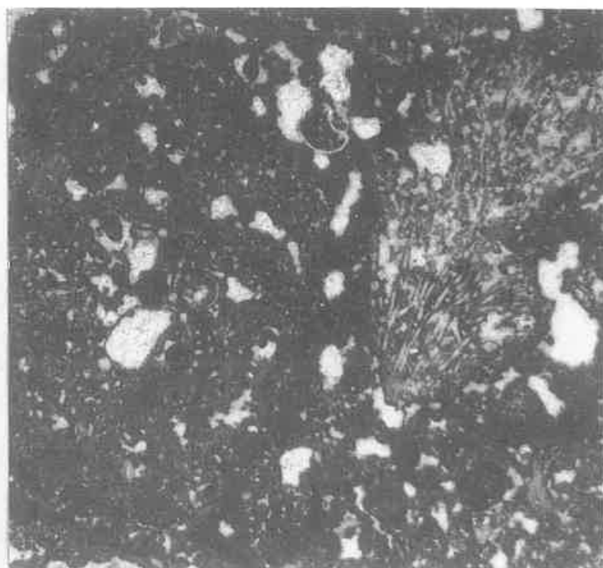
**Abb. 3:** Bio-Oosparit / packstone - grainstone mit Lamellibranchiaten, Gastropoden und Echinodermen. Die Biogene sind oft randlich mikritisiert. 7-fache Vergrößerung. Tafraout-Formation 3. ? Ober-Toarcium. Tafraout.

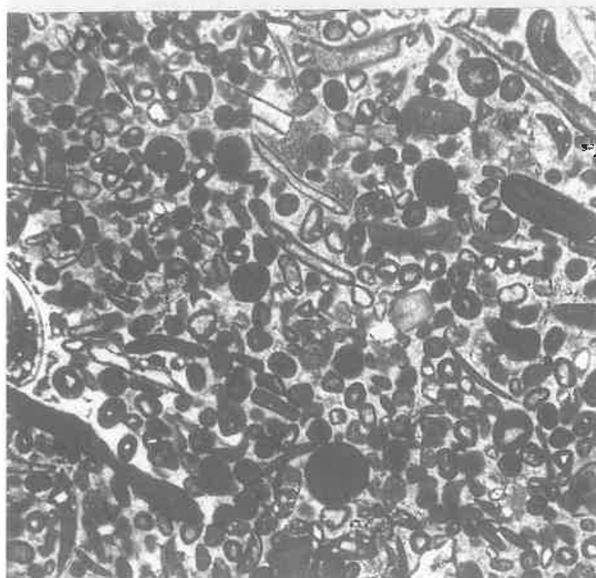
**Abb. 4:** Dolomitische Wechsellagerung in Hell- und Dunkel-Lagen. Die Lamination ist bedingt durch wechselnde Anteile von Mikrit oder Sparit an der Matrix bzw. durch unterschiedliche Komponenten-Führung. Bei den Komponenten handelt es sich um resedimentierte kleine Karbonat-Klasten. SEPTFONTAINE (1986) vermutete einen äolischen Transport im Bereich einer ausgedehnten Küstenebene.4-fache Vergrößerung. Aganane-Formation. Pliensbachium. Oued Todrha.

**Abb. 5:** Schwach ausgewaschener Biointramikrit / grainstone. 5-fache Vergrößerung. Bin-El-Ouidane-Formation 2. Mittel-Bajocium. Timedouine.

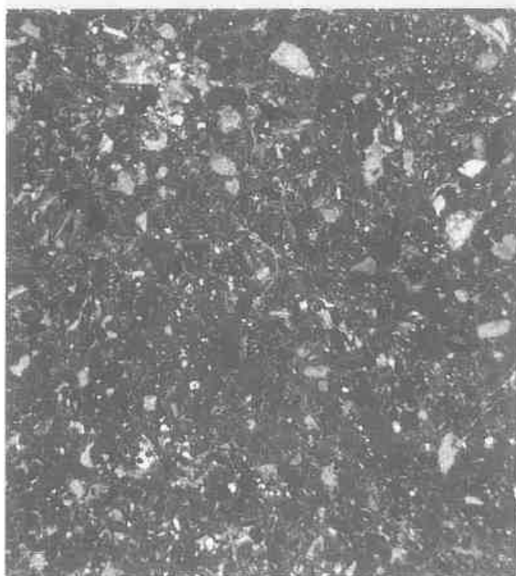
**Abb. 6:** Echinodermen-Biomikrit / wackstone mit Pyrit. Echinodermen-Reste sind zum Teil herausgelöst und randlich mikritisiert. 10-fache Vergrößerung. Bin-El-Ouidane-Formation 3. ? Ober-Bajocium. Tidrit.

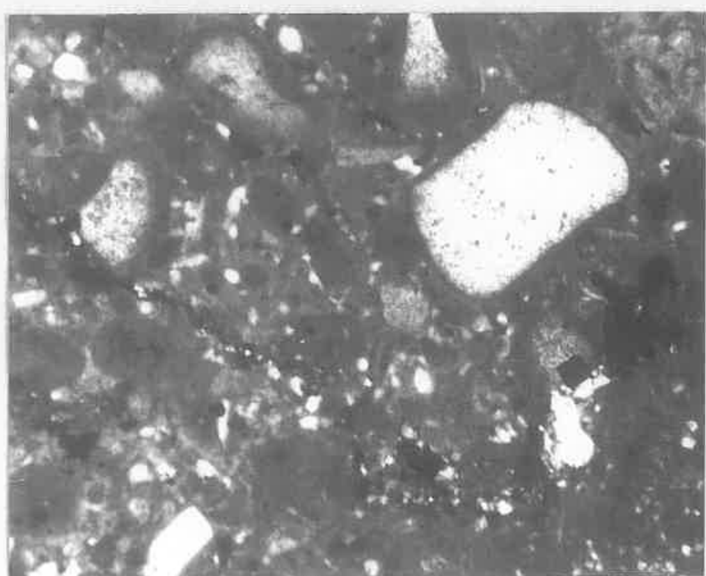












**Tafel 2**

**Abb. 1:** Schwach dolomitisierter Oosparit / packstone mit Dolomit-Kristallen. 16,5-fache Vergrößerung. Imi-n-Ifri-Formation, Sinemurium. Tamersguerouine.

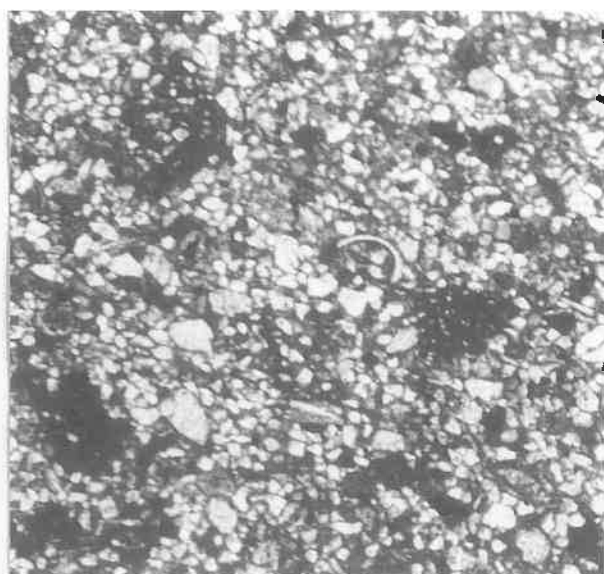
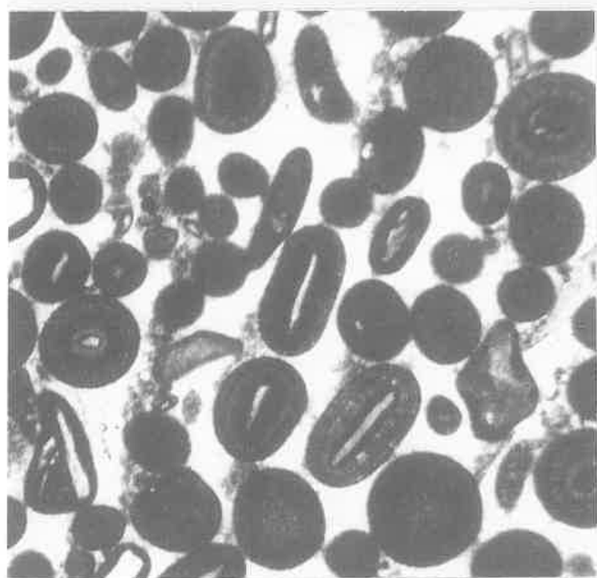
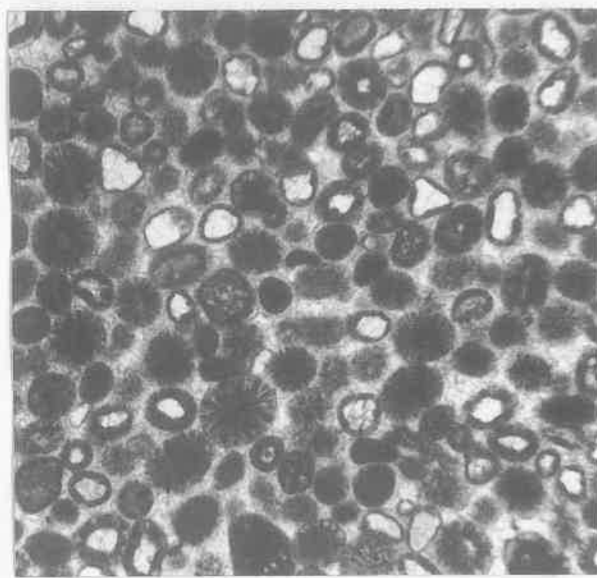
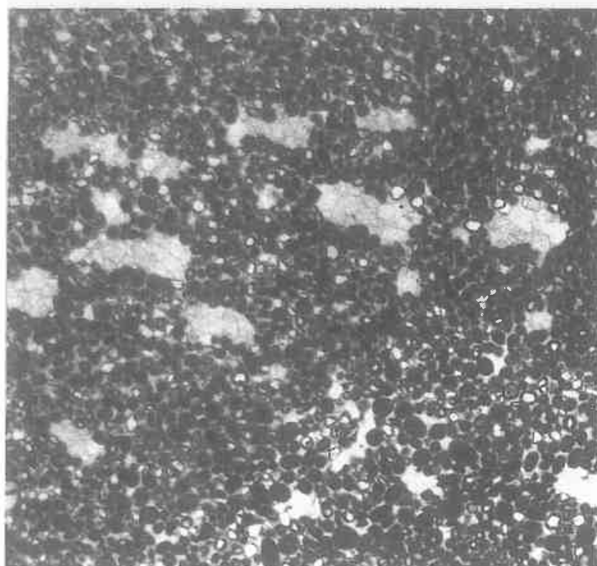
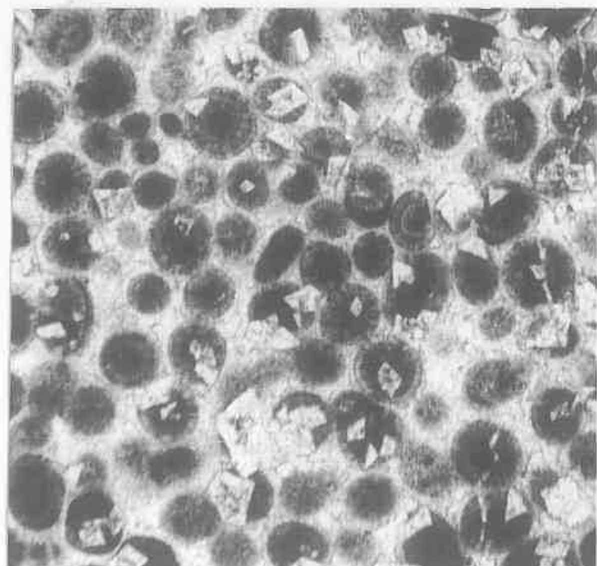
**Abb. 2:** Oosparit mit schichtparallelen Fenstergefügen. 4-fache Vergrößerung. Tafraout-Formation 3. ? Ober-Toarcium. Tafraout.

**Abb. 3:** Oosparit. Häufig dienen Quarz-Körner als Ooidkern. 10-fache Vergrößerung. Tafraout-Forma-tion 3. ?Mittel-Toarcium. Tafraout.

**Abb. 4:** Oosparit / packstone mit tangentialstrukturierten Ooiden. Ooidkerne sind aus Schalen-Bruch gebildet. 6,5-fache Vergrößerung. Tilougguit-Formation. Bathonium. Tamtatoucht.

**Abb. 5:** Mikrit mit feinsandigen Körnern (überwiegend Quarz). Selten sind feine Biogen-Schalen zu beobachten. 13-fache Vergrößerung. Tilougguit-Formation. ? Bathonium. Tamtatoucht.

**Abb. 6:** Eventstone: Charakteristische Sturmablagerungen. Diese zeigen abrüpte Wechsel von Faziestypen mit scharfen, häufig erosiven Kontakten. Der basale Mikrit wird von einem schwach ausgewaschenen Intramikrit überlagert. 10-fache Vergrößerung. Aganane-Formation. Domerium. Oued Todrha.

**Tafel 3**

**Abb. 1:** Orbitopselliden-Biomikrit mit Palaeodasycladaceen. 3-fache Vergrößerung. Aganane-Formation. Carixium. Oued Todrha.

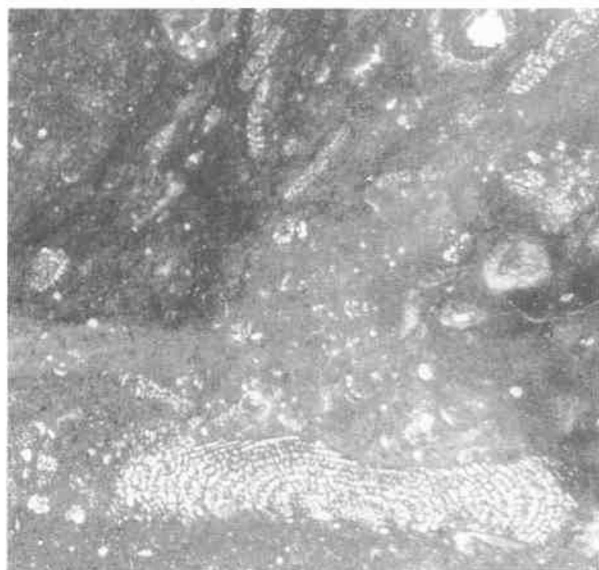
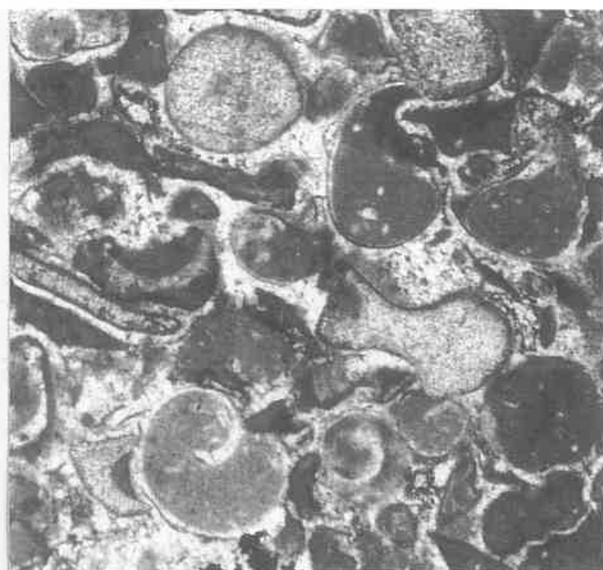
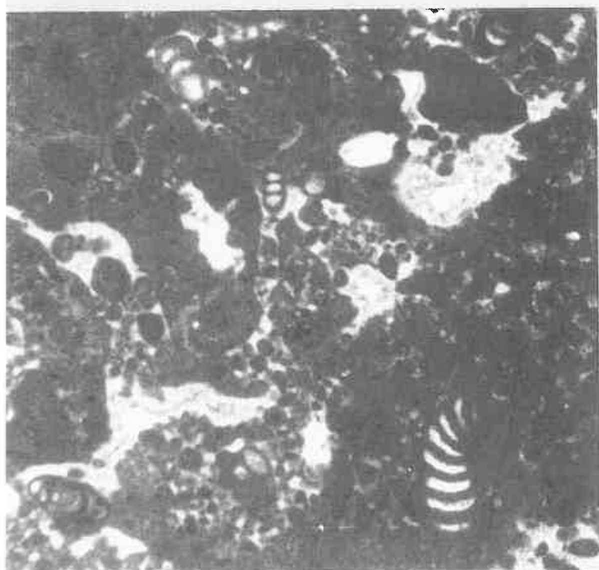
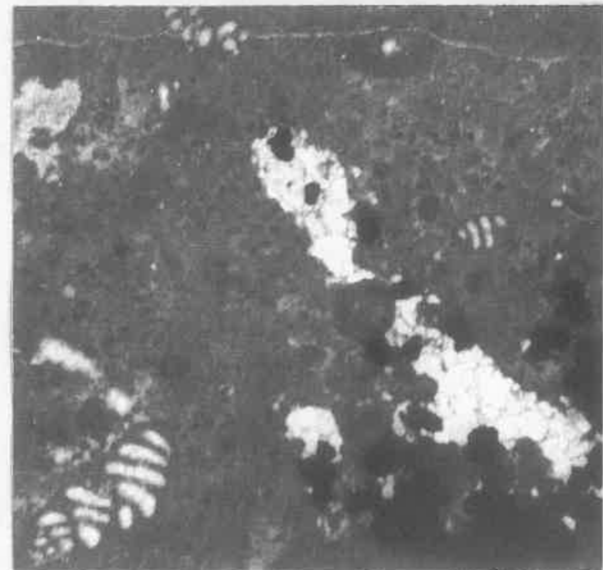
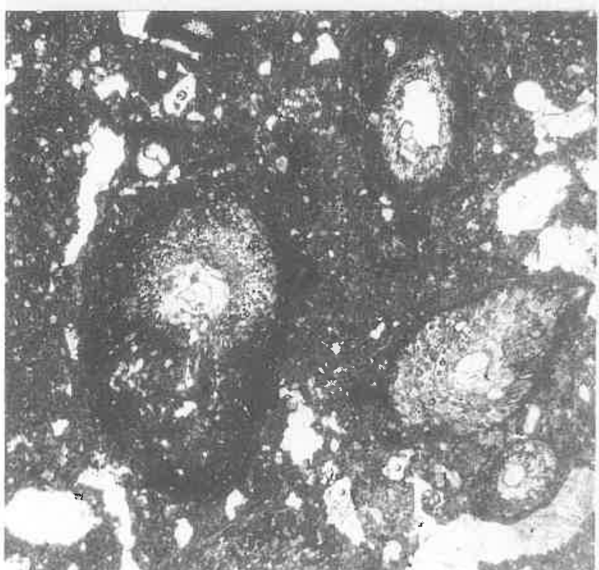
**Abb. 2:** Dichtgepackte Echinodermen-Gastropoden-Biomikrit / grainstone: Der überwiegende Teil der Echinodermen-Reste ist herausgelöst und randlich mikritisiert. Gastropoden sind mit Mikrit-Schlamm aufgefüllt. 14-fache Vergrößerung. Aalenium. Tafraout-Formation 4. Jbel Aguerdzegzaouene.

**Abb. 3:** Schwach ausgewaschener Biointramikrit / wackstone-packstone mit Foraminiferen. 8-fache Vergrößerung. Aganane-Formation. Carixium. Oued Todrha.

**Abb. 4:** Pelmikrit mit Foraminiferen (*Pseudopfenderina* sp.), Höhlräumen und Pyrit-Anreicherungen. 10-fache Vergrößerung. Sinemurium. Jbel-Rat-Formation. Oued Todrha.

**Abb. 5:** Paläodasycladaceen-Biomikrit. 3,5-fache Vergrößerung. Aganane-Formation. Carixium. Oued Todrha.

**Abb. 6:** Schlecht sortierter Biointramikrit / packestone mit resedimentierten Muschelschalen und Gastropoden. 5-fache Vergrößerung. Jbel-Rat-Formation. Sinemurium. Oued Todrha.


**Tafel 4**

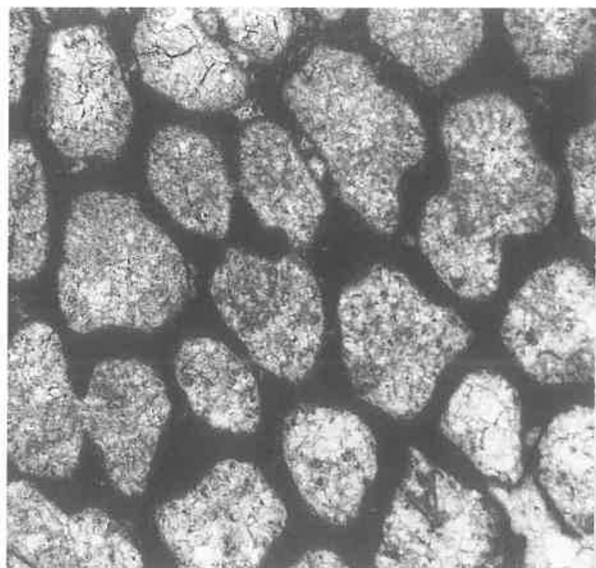
**Abb. 1:** Korallen-Boundstone: Die Zwickelfüllungen zwischen den Koralliten und die Hohlräume sind mikritisch gefüllt. Daneben ist das primäre Gerüst durch Grobsparit gefüllt. 3,5-fache Vergrößerung. Tafraout-Formation 4. ? Alenium. Tafraout.

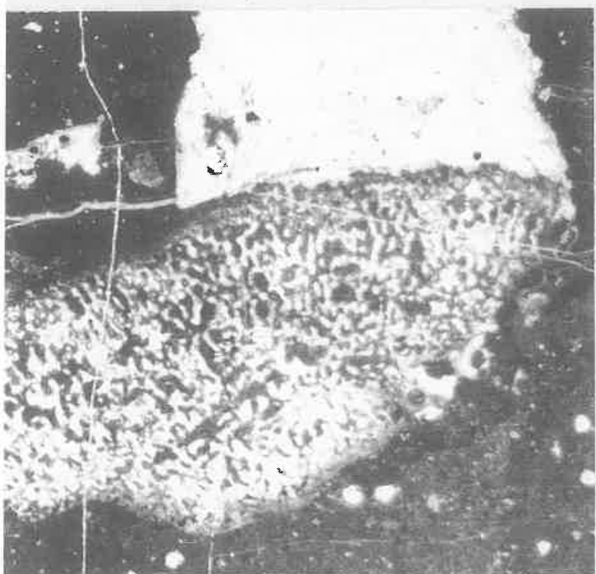
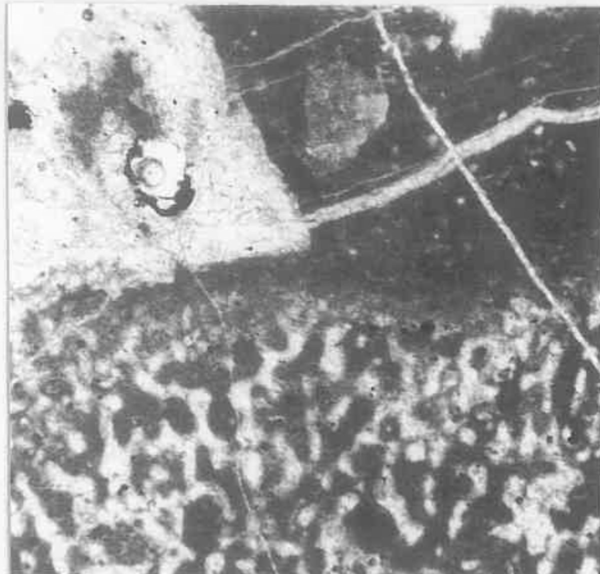
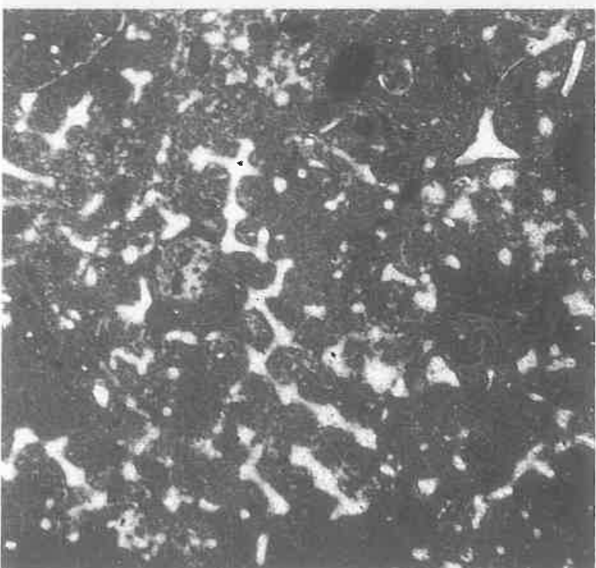
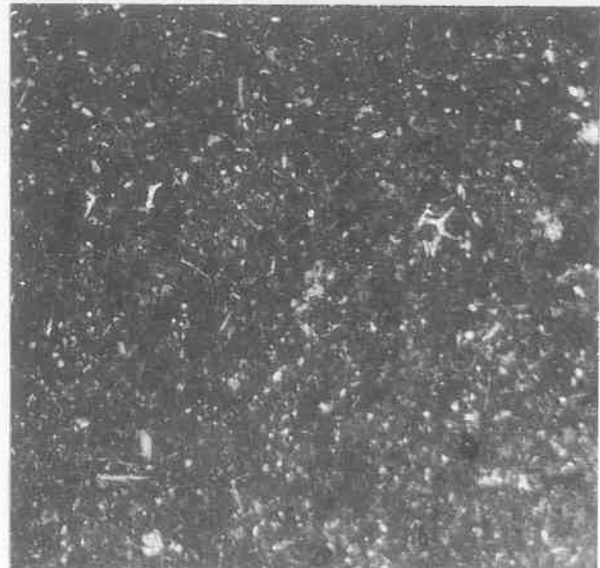
**Abb. 2:** Korallen-Framstone: ? Isastrocoema sp. 3-fache Vergrößerung. Tafraout-Formation 4. Aalenium. Jbel Aguerdzegzaouene.

**Abb. 3** und **Abb. 4:** Kieselschwamm-Biomikrit. Anbohrungen sind sparitisch aufgefüllt. 3,5-fache Vergrößerung. Todrha-Formation. Ober-Sinemurium. Akka-n-Igoulzene. Die Ausschnittvergrößerung (Abb. 4, 11-fache Vergrößerung) läßt inkrustierende Foraminiferen (rechts oben) erkennen.

**Abb. 5:** Kieselschwamm-Boundstone mit zerbrochenem Hexactinelliden-Schwammskelett. 13,5-fache Vergrößerung. Aberdouz-Formation. Pliensbachium. Ouzouhirir-Antiklinale.

**Abb. 6:** Biomikrit mit zahlreichen Schwamm-Nadeln. 5-fache Vergrößerung. Todrha-Formation. Sinemurium. Akka-n-Igoulzene.



**Tafel 5**

**Abb. 1:** Mikrit mit feinkörnigen Detritus aus resedimentiertem Quarz- und Karbonat-Silt sowie kohligen Substanzen. 17-fache Vergrößerung. Tafraout-Formation 2. ? Toarcium. Tafraout.

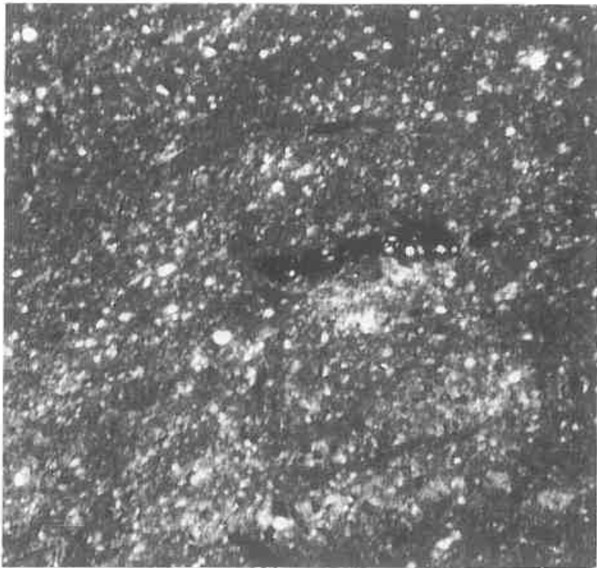
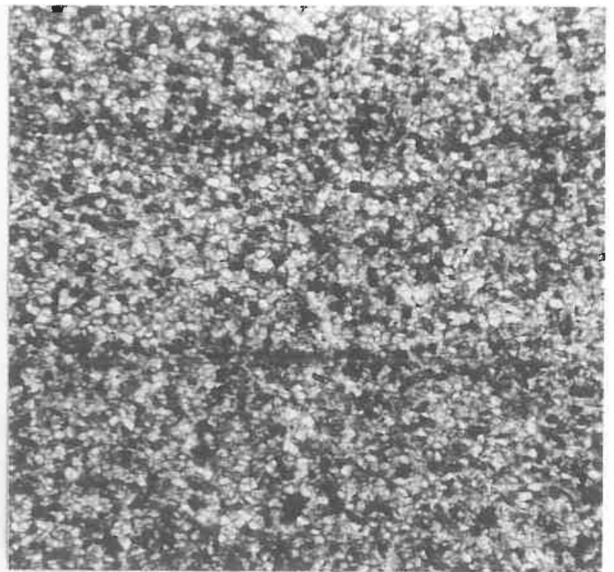
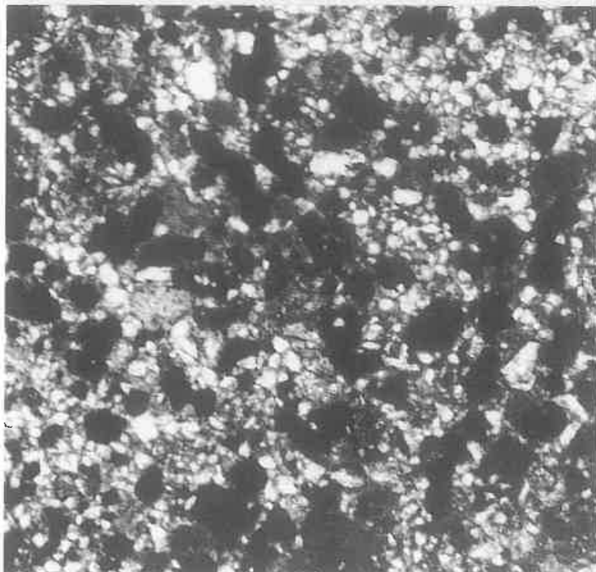
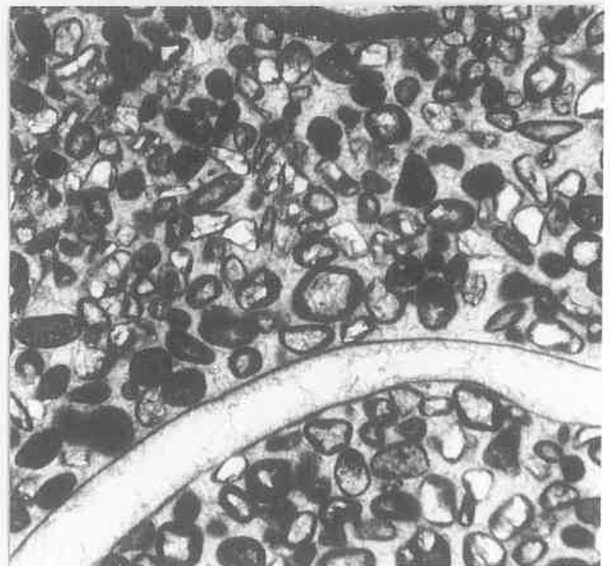
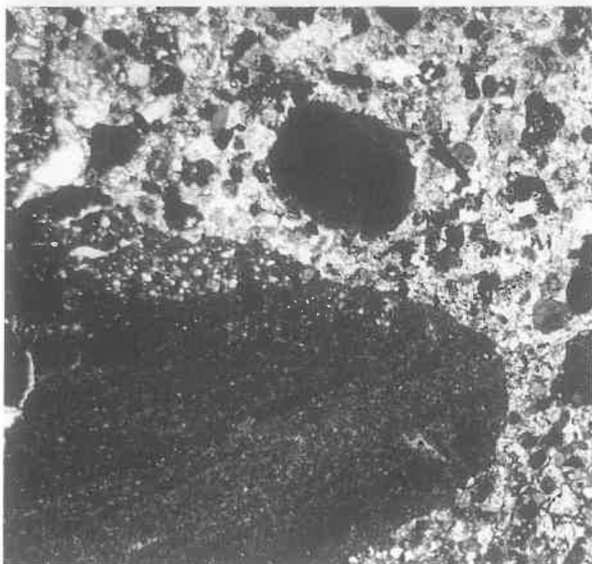
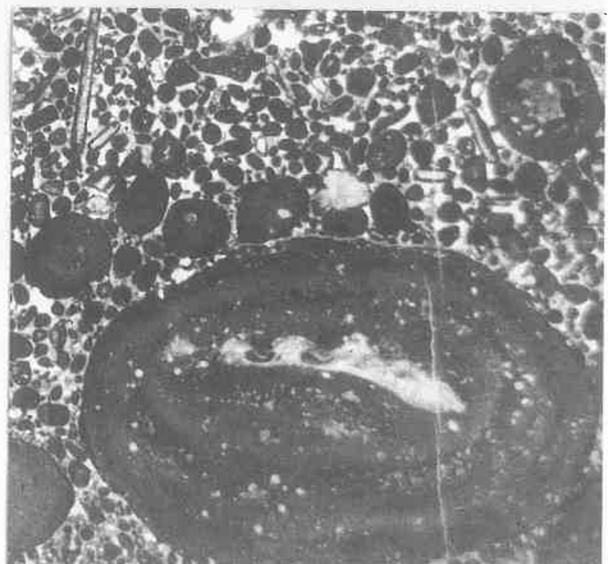
**Abb. 2:** Mikrit mit feinkörnigen Lagen aus resedimentierten Quarz- und Karbonat-Detritus. 12-fache Vergrößerung. Tagoudite-Formation. Unter-Toarcium. Jbel Aguerdzegzaouene.

**Abb. 3:** Mikrit mit feinkörnigem Detritus aus resedimentiertem Quarz- und Karbonat-Silt. 20-fache Vergrößerung. Tafraout-Formation 4. Aalenium. Jbel Aguerdzegzaouene.

**Abb. 4:** Biogen-führender Oosparit / packstone - grainstone. Ooid-Kerne sind oft aus Quarz-Körnern gebildet. 11,5-fache Vergrößerung. Tilougguit-Formation. Bajocium. Tamtatoucht.

**Abb. 5:** Mikrokonglomerat: Die Komponenten bestehen aus resedimentierten Karbonat- und Terrigenklasten paläozoischer und jurassischer Serien. 3,5-fache Vergrößerung. Tilougguit-Formation. Bathonium. Tamtatoucht.

**Abb. 6:** Onkoidfazies: Schlecht sortierter Biointrasparit mit großen Onkoiden. Lamellibranchiaten-Schalenbruchstücke dienen als Onkoid-Kerne. Die Onkoide und deren Kerne (Lamellibranchiaten) sind stark angebohrt. 3,5-fache Vergrößerung. Bin-El-Ouidane-Formation 1b. Bajocium. Tidrit.

**Tafel 6**

**Abb. 1:** Kalke der Bin-El-Ouidane-Formation 3 (?Ober-Bajocium) überlagern diskordant subvertikale / schräggestellte Kalke der Agoulzi-Formation (Sinemur). Boutonnière von Ikerzie, ca. 5 km nordöstlich Msemrir. Blick nach Südwesten. Bildbreite ca.
200 m.

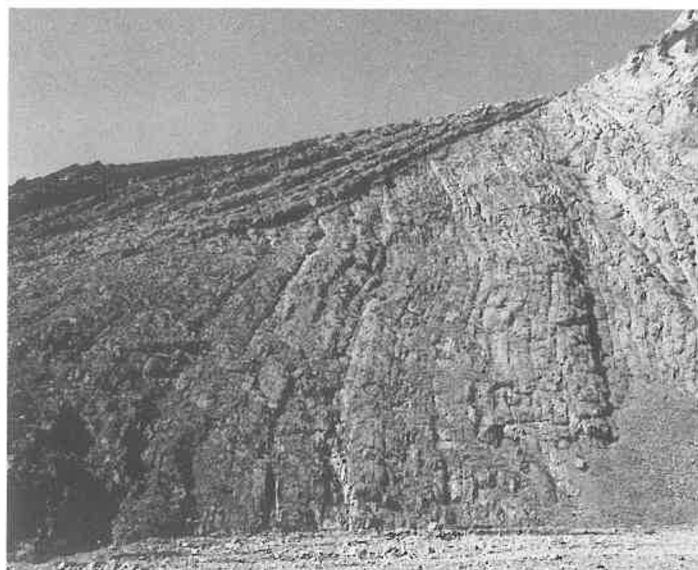
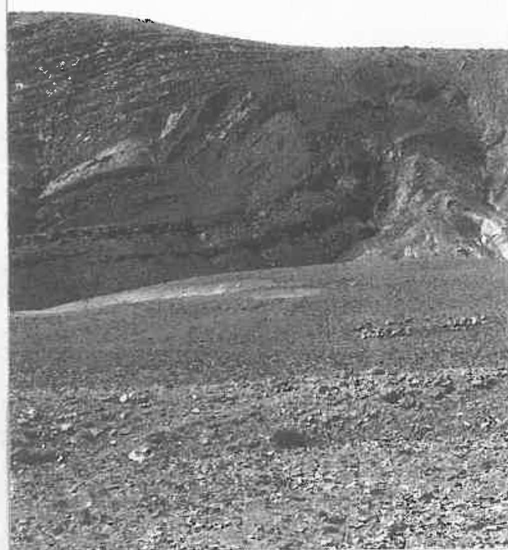
**Abb. 2:** Progressive Diskordanzen innerhalb der Rotserien der Guettioua-Formation (Bathonium). Boutonnière von Ikerzie, ca. 5 km nordöstlich Msemrir. Blick nach südwesten. Bildbreite ca. 200 m.

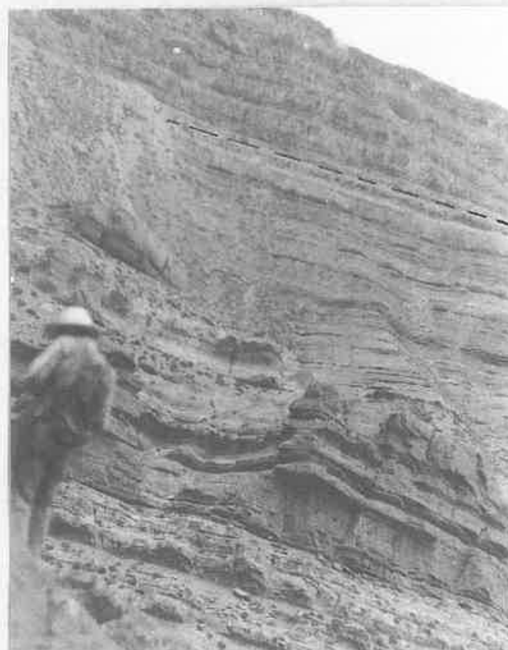
**Abb. 3:** Neptunian dykes im oberen Teil der Jbel-Choucht-Formation (a). Mergel und Kalkmergel der Tafraout-Formation 3 (b) überlagern diskordant die verwitterte obere Partie der Jbel-Choucht-Formation. Jbel Akenzoud.

**Abb. 4:** Azilal- (a) und Bin-El-Ouidane-Formation 1a (b) bei Tidrit.

**Abb. 5:** Kleindimensionierte Abschiebung im oberen Teil der Jbel-Choucht-Formation (a). Mergel und Kalkmergel der Tafraout-Formation 3 (b) überlagern diskordant die verwitterte obere Partie der Jbel-Choucht-Formation. Jbel Akenzoud.

**Abb. 6:** Mudstone mit Fuß-Spuren von Dinosauriern (Sauropode). Bin-El-Ouidane-Formation 1b. Bajocium. Ait-Attou-Oumoussa.





Noch erhältlich sind:

## Reihe A

**Band 76* / Ali Hissene Mahamoud:** Geologie und Hydrogeologie des Erdis-Beckens, NE-Tschad. 67 S., 16 Abb., 17 Tab., 1986. DM 29,–.

**Band 77 / Dieter Schmidt:** Petrographische und biofazielle Untersuchungen an oberjurassischen Deckschichten des Diapirs von Porto de Mós (Mittelportugal). 221 S., 66 Abb., 20 Taf., 1986. DM 88,–.

**Band 78* /** Arbeiten zur Geologie und Stratigraphie von Ägypten und Tansania sowie zur Bodenkunde Südwest-Ägyptens. 126 S., 26 Abb., 13 Tab., 16 Taf., 1987. DM 58,–.

**Band 79* / Michael Endriszewitz:** Gliederung der »Nubischen Serie« in Südost-Ägypten – Auswertung von Gelände- und Fernerkundungsdaten. 141 S., 38 Abb., 17 Taf., 1 Karte, 1988. DM 78,–.

**Band 80 / Peter H. Kemp:** Calciumcarbonat- und Gipsneubildungen in kapillar-porösen Medien unter simulierten Sebkha-ähnlichen Bedingungen in der Klimakammer. 150 S., 38 Abb., 26 Tab., 1986. DM 65,–.

**Band 81 / Ulrich F. Hein:** Zur Geochemie des Fluors im Nebengestein und Spurenelementfraktionierung in Fluoriten der kalkalpinen Pb-Zn-Lagerstätten. 119 S., 56 Abb., 22 Tab., 1Tafel, 1986. DM 48,–.

**Band 82* / Wolf-Dietrich Bock:** Geochemie und Genese der oberkretazischen Phosphorite Ägyptens. 138 S., 24 Abb., 30 Tab., 1 Tafel, 1987. DM 49,–.

**Band 83* / Ursula Smettan:** Typische Böden und Bodengesellschaften der Extremwüste Südwest-Ägyptens. 190 S., 72 Abb., 39 Tab., 1987. DM 68,–.

**Band 84* / Mahmoud Hussein Ashmawy:** The Ophiolitic Mélange of the South Eastern Desert of Egypt: Remote Sensing, Field Work and Petrographic Investigations. 134 pp., 18 figs., 8 tabs., 14 pls., 1 map, 1987. DM 78,–.

**Band 85 / Rainald Brede:** Strukturelle Entwicklung des zentralen Hohen Atlas nordwestlich Errachidia (Marokko). 65 S., 51 Abb., 4 Taf., 1987. DM 44,–.

**Band 86 / Joachim Reitner & Dorothea Janofske (Hrsg.):** Beiträge zur Paläontologie. 149 S., 19 Abb., 26 Taf., 1987. DM 73,–.

**Band 87 / Luis Arturo Quinzio Sinn:** Stratigraphische Untersuchungen im Unterjura des Südteils der Provinz Antofagasta in Nord-Chile. V + 100 S., 32 Abb., 3 Tab., 5 Taf., 1987. DM 58,–.

**Band 88 / Roland Otto:** Hydrochemie, Thermometrie und Fließverhältnisse des Grundwassers in den südöstlichen Stadtbezirken von Berlin (West) – Neukölln, Kreuzberg, Tempelhof, Schöneberg. 115 S., 58 Abb., 20 Tab., 17 Anl., 1987. DM 48,–.

**Band 89 / Heribert F. Broicher:** Naturwissenschaftliche, technische und wirtschaftliche Aspekte bei der Entwicklung und Nutzung eines Photolumineszenz-Sensors für die Rohstoffprospektion. 87 S., 27 Abb., 7 Tab., 1 Tafel, 1987. DM 42,–.

**Band 90* / Hans-Joachim Stietzel:** Geologie und Petrographie der Granite und Metamorphite im Gebiet des Wadi Hodein, SE-Ägypten – Geländeuntersuchungen und Fernerkundung. 121 S., 26 Abb., 10 Taf., 1 Karte, 1987. DM 72,–.

**Band 91 / Haiqiao Tan:** Vergleich der Aussagekraft von SAR- und anderen Fernerkundungsdaten für Landnutzung und Geologie im humiden und ariden Klimabereich. 107 S., 55 Abb., 24 Tab., 1988. DM 49,–.

**Band 92 / Matthias Mangold:** Zur Mikrothermometrie und Geochemie der Fluorite im Sarrabus-Gerrei (SE-Sardinien) als Indikatoren lagerstättenbildender Prozesse. 74 S., 25 Abb., 14 Tab., 1 Taf., 1988. DM 36,–.

**Band 93 / Volker Lüders:** Geochemische Untersuchungen an Erz- und Gangartmineralen des Harzes. 74 S., 42 Abb., 4 Tab., 1988. DM 36,–.

**Band 94 / Helmut Keupp & Dorothea Janofske (Hrsg.):** Die Valangin-Hauterive-Grenze im zentralen Niedersächsischen Becken. 219 S., 44 Abb., 23 Taf., 1988. DM 98,–.

**Band 95 / Hans-Gerhard Wilke:** Stratigraphie und Sedimentologie der Kreide im Nordwesten der Provinz Alicante (SE-Spanien). 72 S., 36 Abb., 5 Tab., 9 Taf., 1988. DM 48,–.

**Band 96 / Renate Zylka:** Der Südrand des Hohen Atlas zwischen Toundout und Goulmima (Marokko). Eine photogeologische und strukturelle Analyse. 129 S., 82 Abb., 4 Diagr., 9 Taf., 1988. DM 88,–.

* Beiträge aus dem Sonderforschungsbereich 69: Geowissenschaftl. Probleme in ariden Gebieten

Noch erhältlich sind:

## Reihe A

**Band 97* / Christophe M. Schreier:** Geochemie und Mineralogie oberkretazischer und alttertiärer Pelite der östlichen Wüste Ägyptens und ihre geochemische Interpretation. 124 S., 41 Abb., 14 Tab., 1988. DM 54,–.

**Band 98* / Mohamed Tamish:** Geomathematical and geochemical studies on Egyptian phosphorite deposits. 97 pp., 34 figs., 38 tbls., 1988. DM 46,–.

**Band 99* / Eckhard Schnäcker:** Charakteristik der hydrogeologisch relevanten Gebirgseigenschaften im Bereich des Nubischen Aquifersystems in Ägypten – Untersuchung der regionalen Variation, der Trennflächensysteme und der Gesteinseigenschaften. 113 S., 31 Abb., 11 Taf., 1988. DM 43,–.

**Band 100 / Helmut Keupp & Joachim Reitner:** Fossil & Recent Sponges, International Conference, Berlin 1988, September 26-28. 57 pp., 1988. DM 28,–.

**Band 101 / Frank Mattern:** Die interne Überschiebungstektonik im Flysch (Kreide) der westlichen Bayerischen Alpen. 95 S., 3 Taf., 1 Beil., 1988.

**Olaf Otte:** Erläuterungen zu einer geologischen Karte des Kalkalpen-Nordrandes des Großen Walsertales. 30 S., 7 Abb., 1 Karte, 1988. DM 45,–.

**Band 102 / Patrick Losilik Legge:** Gewinnung von geowissenschaftlichen Basisdaten in der Region von Juba (Süd-Sudan) mit Hilfe von Fernerkundung. 100 S., 25 Abb., 7 Tab., 18 Taf., 1988. DM 58,–.

**Band 103 / Brigitte Fey:** Die Anurenfauna aus der Oberkreide von Uña (Ostspanien). 125 S., 61 Abb., 3 Tab., 7 Taf., 1988. DM 58,–.

**Band 104* / Frits Hendriks:** Die Kreide und das Alttertiär in Südostägypten: Sedimentologie und Tonmineralogie eines intrakratonalen Ablagerungsraumes. 129 S., 40 Abb., 2 Tab., 1988. DM 49,–.

**Band 105 / Gudrun Osterkamp & Wolfdietrich Skala (Hrsg.):** Beiträge zur Geomathematik II. 125 S., 1988. DM 52,–.

**Band 106 / Helmut Keupp & Ralf Kott (Hrsg.):** 25 Jahre Paläontologie FU Berlin. 565 S., 97 Taf., 1989. DM 145,–.

**Band 107* / Annette Huth:** Das Grundgebirge in Südägypten – strukturelle Entwicklung und Bodenbildung unter vollariden Bedingungen. 132 S., 29 Abb., 29 Tab., 4 Taf., 1989. DM 40,–.

**Band 108* / Ulrich Harms:** Krustenentwicklung in Nordost-Afrika: geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen von Granitoiden aus Südägypten und Nordsudan. 152 S., 68 Abb., 24 Tab., 1989. DM 32,–.

**Band 109* / Alfred W. Utke:** Die spätproterozoische Kruste NW-Nigerias: Geochemie und geotektonische Entwicklung. 93 S., 34 Abb., 8 Tab., 1989. DM 34,–.

**Band 110 / Martin Reinhardt:** Inkohlung und Tektonik im Deckenstapel der Liguriden, Nordappenin, Italien. 108 S., 27 Abb., 6 Tab., 6 Taf., 1989. DM 42,–.

**Band 111 / Ralf Kott:** Fazies und Geochemie des Treuchtlinger Marmors (Unter- und Mittelkimmeridge, Südliche Frankenalb). 115 S., 81 Abb., 13 Tab., 9 Taf., 1989. DM 49,–.

**Band 112 / Reinhard Rössling:** Petrologie in einem tiefen Krustenstockwerk des jurassischen magmatischen Bogens in der nordchilenischen Küstenkordillere südlich von Antofagasta. 73 S., 38 Abb., 52 Tab., 13 Taf., 1989. DM 54,–.

**Band 113* / Emmanuel Ada Adanu:** Hydrogeology of the Basement Complex Terrain in the Zaria-Kaduna Area (Nigeria). 75 pp., 25 figs., 11 tabs., annex 1-4, 1989. DM 29,–.

**Band 114 / Volker Jacobshagen & Christian Kuhnert (Hrsg.):** Der Hohe Meißner in Hessen, Ergebnisse geologischer und geomorphologischer Forschungen. 114 S., 26 Abb., 6 Tab., 3 Beil., 1989. DM 28,–.

**Band 115* / Karsten Fischer:** Prozesse und Produkte lateritischer Verwitterung in oberkretazischen Sedimenten Oberägyptens und des Nordsudan. 123 S., 30 Abb., 19 Tab., 4 Farbtaf., 1989. DM 39,–.

**Band 116* / Lutz Liebermann:** Geofaktoren und ein solares Wasserstoff-Energiekonzept in NE-Afrika. 81 S., 51 Abb., 13 Tab., 1989. DM 34,–.

**Band 117 / Andreas Winkler:** Untersuchungen zur Mobilität von Technetium (und Selen) in Norddeutschen Grundwasserleitern und Technetium im Kontakt mit natürlich vorkommenden Mineralien. 154 S., 95 Abb., 45 Tab., 5 Anl., 1989. DM 47,–.

**Band 118 / Lars Fiechtner:** Geochemie und Geochronologie frühmesozoischer Tholeiite aus Zentral-Marokko. 76 S., 47 Abb., 10 Tab., 2 Taf. u. Anhang, 1990. DM 34,–.

* Beiträge aus dem Sonderforschungsbereich 69: Geowissenschaftl. Probleme in ariden Gebieten

Noch erhältlich sind:

## Reihe A

**Band 119 / Manfred Hauptmann:** Untersuchungen zur Mikrofazies, Stratigraphie und Paläogeographie jurassischer Karbonat-Gesteine im Atlas-System Zentral-Marokkos. 90 S., 32 Abb., 15 Taf., 1990. DM 46,–.

**Band 120.1, 2* / Eberhard Klitzsch & Eckart Schrank (Eds.):** Research in Sudan, Somalia, Egypt and Kenya. Results of the Special Research Project »Geoscientific Problems in Arid and Semiarid Areas« (Sonderforschungsbereich 69), period 1987-1990. 41 articles by 109 authors on structural and regional geology, sedimentary deposits, palaeontology, Quaternary geology, cartography, remote sensing, hydrogeology, hydrology, soil science, geophysics etc., published in two parts.

Part 120.1 [Research in Sudan], pp. 1-504, 205 figs., 31 tabs., 20 pls., 4 maps in pocket, 1990. DM 78,–.

Part 120.2 [Research in Somalia, Egypt and Kenya], pp. 505-1072, 168 figs., 54 tabs., 50 pls., annex 1-4 in pocket, 1990. DM 68,–.

**Band 121 / Jörg-Michael Grunicke:** Methodische Untersuchungen zur digitalen Bildverarbeitung von Fernerkundungsdaten (Lithologie und Tektonik der zentralen Lechtaler Alpen, Tirol, Österreich). 115 S., 65 Abb., 40 Tab., 1 Taf., 1990. DM 54,–.

**Band 122* / Nasrollah Mansour:** Geochemisch-sedimentologische und tektonische Untersuchungen am Uweinat-Safsaf-Aswan-Schwellensystem (Südägypten / Nordsudan). 115 S., 38 Abb., 11 Tab., 6 Taf., 1 Kartenbeil., 1990. DM 46,–.

**Band 123 / Tomislav Bogdanic Campusano:** Kontinentale Sedimentation der Kreide und des Alttertiärs im Umfeld des subduktionsbedingten Magmatismus in der chilenischen Präkordillere (21° - 23°S). 117 S., 72 Abb., 7 Taf., 2 Kartenbl. als Beil., 1990. DM 38,–.

**Band 124 / Michael E. Schudack (Hrsg.):** Beiträge zur Paläontologie. 275 S., 37 Abb., 29 Taf., 1990. DM 128,–.

**Band 125* / Nikolaus Malchus:** Revision der Kreide-Austern (Bivalvia: Pteriomorphia) Ägyptens (Biostratigraphie, Systematik). 231 S., 35 Abb., 17 Tab., 27 Taf., 1990. DM 76,–.

**Band 126 / Gabriele Kessel:** Untersuchungen zu Deformation und Metamorphose im Attischen Kristallin, Griechenland. 150 S., 78 Abb., 11 Tab., 5 Taf., 1991. DM 68,–.

**Band 127 / Herbert Sulzer:** Tektonik und Gefügeentwicklung im Kristallin der südlichen Biga-Halbinsel (Westanatolien). 74 S., 85 Abb., 3 Taf., 1990. DM 38,–.

**Band 128 / Eberhard Wilkes:** Die Geologie der Cordillera de la Sal, Nordchile. 145 S., 70 Abb., 1 Tab., 11 Taf., 1991. DM 48,–.

**Band 129 / Emmanuil Manutsoglu:** Tektonik und Metamorphose der Plattenkalk-Serie im Taygetos (Peloponnes, Griechenland). 82 S., 41 Abb., 4 Taf., 10 Anl., 1990. DM 54,–.

**Band 130 / Christiane Simonsohn:** Spurenelemente in Kaolinen als genetische Indikatoren (mit einem Beitrag zur Entstehung der Neuburger Kieselerde). 93 S., 28 Abb., 30 Tab., 4 Taf., 1991. DM 35,–.

**Band 131 / Rüdiger Wolter:** Solerelikte in Karbonatgesteinen und Erzen der Pb-Zn-Lagerstätten Bleiberg-Kreuth (Österreich) und Raibl (Italien). 109 S., 46 Abb., 18 Tab., 1990. DM 36,–.

**Band 132 / Anna Moschik:** Hydrogeochemische Vorgänge in organischen Ablagerungen unterschiedlicher Genese aus der wassergesättigten Zone, die von Wasser durchströmt werden. 56 S., 19 Abb., 3 Taf., 16 Tab., 1991. DM 35,–.

**Band 133 / Bernard Krebs:** Das Skelett von Henkelotherium guimarotae gen. et sp. nov. (Eupantotheria, Mammalia) aus dem Oberen Jura von Portugal. 121 S., 12 Abb., 5 Taf., 4 Tab., 1991. DM 36,–.

**Band 134 / Michael E. Schudack (Hrsg.):** Beiträge zur Paläontologie – Zum Gedenken an Walter Georg Kühne. 335 S., 50 Abb., 48 Taf., 1991. DM 149,–.

**Band 135 / Hans-Georg Herbig:** Das Paläogen am Südrand des zentralen Hohen Atlas und im Mittleren Atlas Marokkos. Stratigraphie, Fazies, Paläogeographie und Paläotektonik. 289 S., 52 Abb., 40 Taf., 1 Tab., 1991. DM 112,–.

**Band 136* / Jürgen Gauer:** Bodenentwicklung und Bodengesellschaften vom Mittelmeer zur Qattara Depression in Nordwestägypten. 171 S., 49 Abb., 39 Tab., 1991. DM 47,–.

**Band 137 / Axel Sternkopf:** Einsatz der Fernerkundung zur Erkennung von Eisenspatvererzungen am Steirischen Erzberg/Österreich. 104 S., 38 Abb., 4 Taf., 12 Tab., 1991. DM 48,–.

* Beiträge aus dem Sonderforschungsbereich 69: Geowissenschaftl. Probleme in ariden Gebieten